# GEOLOGIE DER SCHWEIZ

VON

ALBERT HEIM

---

## BAND II

## DIE SCHWEIZER ALPEN

### ERSTE HÄLFTE

MIT VIELEN TABELLEN, 160 ABBILDUNGEN IM TEXT UND AUF TAFELN,
SOWIE 27 EIN- UND MEHRFARBIGEN TAFELN



LEIPZIG 1921 · CHR. HERM. TAUCHNITZ

Das Recht der Übersetzung in fremde Sprachen ist vorbehalten
Die Verlagshandlung

# Inhalt des zweiten Bandes

## Erste Hälfte


Seite

**Einleitung** . . . . . 3

**A. Geschichte der Geologie der Schweizeralpen und allgemeine Ergebnisse** 3

I. Die Entwicklung unserer Kenntnis über den Bau der Alpen . 3

II. Beweise für den Deckenbau und weitere Erscheinungen der Decken . . . . . 18

1. Tektonik . . . . . 18

2. Fazieserscheinungen . . . . . 23

3. Weitere Erscheinungen der Decken . . . . . 27

Harmonie der Bewegungen . . . . . 29

4. Widerspruch gegen den Deckenbau aus Schub nach N und NW . . . . 30

III. Tektonische Gliederung der Alpen . . . . . 32

A. Autochthones Gebirge . . . . . 32

B. Deckengebirge . . . . . 33

1. Das System der helvetischen Decken . . . . . 33

2. Das System der penninischen Decken . . . . . 33

3. Das System der ostalpinen Decken . . . . . 34

4. Wurzelzone . . . . . 36

C. Die Zone der Dinariden . . . . . 36

Das Verhältnis von Ost- und Westalpen . . . . . 37

IV. Alter, Ausmaß und Ursache der Faltung . . . . . 39

1. Das Alter der Alpen . . . . . 39

Vorläufer der Deckenbewegungen . . . . . 42

Phasenfolge der Bewegungen . . . . . 43

2. Ausmaß der Dislokation . . . . . 46

Faltungsbogen . . . . . 46

Betrag des Zusammenschubes . . . . . 49

Tiefgang der Faltung . . . . . 51

Massendefekt . . . . . 52

3. Zur Theorie der Alpenstauung . . . . . 54

V. Die Eruptiv- und Intrusivgesteine . . . . . 56

1. Zentralmassivische Eruptiva . . . . . 56

2. Mesozoische Eruptiva . . . . . 59

3. Tertiäre (post-alpine) Eruptiva (Bergeller-M.) . . . . . 61

VI. Die jetzige Gebirgsoberfläche . . . . . 65

Überwindung des geologischen Baues durch die äußere Formung . . . . . 65

Unabhängigkeit der Gipfelhöhen . . . . . 66

Unabhängigkeit der Terrassen und Talstufen . . . . . 67

Unabhängigkeit der Verteilung von Berg und Tal . . . . . 68

Typen zunehmender Unabhängigkeit . . . . . 69

Vom Erbe der Vergangenheit . . . . . 70

Verhältnis der orographischen und tektonischen Höhen bei Groß-, Klein- und Mittelformen . . . . . 71

Die Verschiebung der Scheitellinie durch Erosion . . . . . 72

Seite

**B. Alpine Dislokationsmetamorphose** . . . . . 73

**I. Einleitung** . . . . . 73

Erkenntnis der Erscheinung und ihre Bezeichnung . . . . . 73

Para- und Orthogesteine . . . . . 74

Die drei Arten der Metamorphosen . . . . . 75

**II. Die Erscheinungen der alpinen Dislokations-Metamorphose** . . 76

Biegung, Faltung . . . . . 77

Druckschieferung, Lamination, Linearstreckung . . . . . 81

Druckschieferung . . . . . 81

Lamination . . . . . 82

Linearstreckung . . . . . 82

Deformationsaxen . . . . . 83

Verbreitung und Stellung der Druckschieferung in den Alpen . . . . . 85

Zugrisse . . . . . 85

Umgeformte Einschlüsse, besonders Petrefakten . . . . . 86

Bruchumformung, rupturelle Deformation . . . . . 89

Dislokationsbreccien . . . . . 89

1. Bruchbreccien . . . . . 90

2. Rutschbreccien . . . . . 90

Kataklase . . . . . 91

Bruchlose plastische Umformung . . . . . 92

Knetgesteine (Mylonite) . . . . . 93

Die Deformation am festen Gestein vollzogen . . . . . 95

Dislokationsmetamorphose mit viel oder wenig Gesteinsbewegung 98

1. Umformung bei bewegendem Druck . . . . . 98

2. Umformung bei stehendem Druck . . . . . 98

Dislokationsmetamorphose Ummineralisation . . . . . 99

Einige Beispiele von dislokationsmetamorpher Ummineralisation . . . . . 102

Tendenzen der Ummineralisation . . . . . 103

1. Kristallisation . . . . . 103

2. Verdichtung . . . . . 105

3. Gleitmineralien . . . . . 106

4. Zwillingsbildung . . . . . 107

Kristallisation und Schieferung . . . . . 107

Beobachter . . . . . 108

Zusammenstellung der Resultate über Dislokations-Ummineralisation, Tabellen . . . . . 108

Zur Reihenfolge der Veränderungen innerhalb eines Gesteines 111

Räumliche Verteilung verschiedenartiger Dislokationsmetamorphosen in den Alpen . . . . . 112

1. Ursprüngliche Eignung der Gesteine . . . . . 113

2. Lokale Intensität und Art der Dislokation . . . . . 113

3. Tiefe der Zone, Belastung . . . . . 113

4. Einfluß der Nachbargesteine und der beginnenden Umformung . . . . . 114

**III. Theorie der Dislokationsmetamorphose** . . . . . 115

Lösungsumsatz . . . . . 117

Wärme . . . . . 119

Experimente . . . . . 119

Chemische Umsetzung im Festen . . . . . 120

Alter der D.-M. in den Alpen . . . . . 121

Seite

**C. Die autochthonen Zentralmassive** . . . . . 122

Tektonik der autochthonen Zentralmassive im allgemeinen . . . . . 122

Dislokationsmetamorphose in autochthonen Zentralmassiven . . . . . 125

**I. Das Aarmassiv** . . . . . 126

Gang und Stand der Untersuchungen . . . . . 126

1. Gestalt und Zonenbau des Aarmassivs . . . . . 127

Zone I: Nördliche Gneise und Granite . . . . . 129

a) Gasterngranit . . . . . 129

b) „Graue Gneise" von Jungfrau bis Schreckhorn . . . . . 130

c) Innertkirchnergranit . . . . . 131

d) Erstfeldergneis . . . . . 132

Zusammenfassung . . . . . 133

Zone II: Die Schieferzone (Serizitzone) . . . . . 134

Zone III: Aaregranite (Zentralgranite) . . . . . 138

Zone IV: Die südliche Gneiszone . . . . . 144

Frage des Faltenbaues . . . . . 146

Mineralien im Aarmassiv . . . . . 148

2. Der Sedimentmantel des Aaremassives . . . . . 150

a) Stratigraphie des Massivmantels . . . . . 150

Verrucano . . . . . 150

Trias . . . . . 151

Jura . . . . . 151

Kreide . . . . . 153

Tertiär . . . . . 153

b) Der mechanische Kontakt des Sedimentmantels am Aarmassiv . . . . 155

Die Kontakterscheinungen . . . . . 155

Scheidnössli . . . . . 160

c) Die Faltung des Sedimentmantels . . . . . 161

1. Innere Einfaltungen von Sedimenten . . . . . 161

a) Die Carbonmulden . . . . . 161

b) Muldenzug mesozoischer Gesteine . . . . . 164

2. Randliche Faltungen des Sedimentmantels . . . . . 167

a) Nordrand . . . . . 167

Von der Linth bis zur Reuß . . . . . 167

Von der Reuß bis zur Aare . . . . . 169

Von der Aare bis Lauterbrunnen . . . . . 169

Vom Lauterbrunnental bis zur Kander . . . . . 171

b) Südrand . . . . . 173

Die Disentisermulde . . . . . 173

3. Die endständigen Einfaltungen des Sedimentmantels in das Aarmassiv . . . . . 175

a) Das Ostende des Aarmassivs . . . . . 175

b) Das Westende des Aarmassivs . . . . . 178

4. Faltungen des Sedimentmantels in der streichenden Fortsetzung des Massives . . . . . 182

3. Oberflächengestaltung im Aarmassiv und seiner Randregion . . . . . 182

Südrand . . . . . 182

Täler und Wasserscheiden . . . . . 183

Unabhängigkeit der Form vom Bau . . . . . 185

Die Firnmulden . . . . . 186

Gipfelformen im Aarmassiv . . . . . 187

Seite

II. Das Gotthardmassiv . . . . . 189
1. Bau und Gesteine des Gotthardmassives . . . . . 190
a) Das Gotthardmassiv als Ganzes, Übersicht . . . . . 190
b) Profil an der Gotthardstraße (Mittelregion) . . . . . 193
c) Profile im östlichen Teil . . . . . 199
Besonderheiten im östlichen Gotthardmassiv . . . . . 200
Äquivalenz der Zonen im Gotthardpaß-Profil mit dem E-Teil . . . . . 201
d) Das Tavetscher Zwischenmassiv . . . . . 202
e) Die Mineralien des Gotthard . . . . . 204
2. Der Sedimentmantel des Gotthardmassives . . . . . 204
a) Der nördliche Sedimentmantelrand des Gotthard-M., die Muldenzone von Urseren . . . . . 205
b) Der südl. Sedimentmantelrand des Gotthard-M. . . . . 211
c) Die Einfaltung des Sedimentmantels gegen E . . . . . 213
1. Gebiet des Lukmanier . . . . . 213
2. Hintergrund der Val Camadra . . . . . 214
3. Am Ostende des Gotthardmassives . . . . . 214
Schlußbemerkung zur tektonischen Stellung des Gotthardmassives . . . . . 215
3. Oberflächengestaltung im Gotthardmassiv . . . . . 216
Wasserscheiden . . . . . 216
Bergformen . . . . . 216
Massivrand . . . . . 217
Täler . . . . . 217

III. Das Montblancmassiv . . . . . 219
1. Einführung . . . . . 219
2. Gesteine des Montblancmassives und ihre Lagerung . . . . . 220
a) Der Granitkern . . . . . 221
b) Die kristallinen Schiefer . . . . . 222
c) Porphyrzone . . . . . 223
d) Carbonschiefer . . . . . 223
Lagerung der zentralmassivischen Gesteine . . . . . 223
3. Der Sedimentmantel des Montblancmassives . . . . . 224
a) Die Schichtfolge . . . . . 224
b) Lagerung des Sedimentmantels . . . . . 226
4. Geschichte des Montblancmassives . . . . . 228

IV. Das Massiv der Aiguilles Rouges und der Arpille . . . . . 232
Die Gestalt des Zwillingsmassives . . . . . 232
Die Durchtalung . . . . . 233
Äquivalente Fortsetzungen . . . . . 235
Stellung der Schieferung und Schichtung . . . . . 235
1. Die Gesteine . . . . . 235
Übersicht . . . . . 235
a) Intrusivgesteine . . . . . 236
b) Die kristallinen Schiefer . . . . . 237
c) Besondere Kontaktgesteine . . . . . 238
2. Der Sedimentmantel des Massives der Aiguilles Rouges . . . . . 239
a) Carbon . . . . . 239
1. Klastische Gesteine des Carbon . . . . . 240
2. Anthracit . . . . . 241
3. Die Fossilien des Carbonschiefers . . . . . 243
b) Perm . . . . . 245
c) Trias . . . . . 246

Seite
d) Jura . . . . . 247
e) Kreide . . . . . 248
f) Tertiär . . . . . 248
3. Die Lagerung des Sedimentmantels am Rande des Aiguilles-Rouges-Massives 249
V. Zusammenfassung über die autochthonen Zentralmassive . . . 255
D. Das helvetische Deckengebirge . . . . . 259
I. Übersicht . . . . . 259
a) Die helvetische Fazies . . . . . 259
b) Die helvetischen Schubdecken . . . . . 260
Westschweiz . . . . . 261
Ostschweiz . . . . . 262
Längsverlauf und Äquivalenzen von E und W . . . . . 264
Tabelle der helvetischen Decken . . . . . 266
II. Stratigraphie der helvetischen Schichtfolge . . . . . 267
Perm (Verrucano) und seine Eruptivgesteine . . . . . 268
Trias . . . . . 272
Lias . . . . . 276
Dogger . . . . . 279
Malm . . . . . 286
Kreide . . . . . 292
Untere Kreide . . . . . 293
Berriasien . . . . . 293
Valangien s. str. . . . . 296
Hauterivien . . . . . 300
Barrémien und Aptien in Urgonfazies . . . . . 302
Mittlere Kreide . . . . . 306
Gargasien (ob. Aptien) . . . . . 308
Albien . . . . . 311
Obere Kreide . . . . . 313
Cenoman—Turon . . . . . 313
Senon . . . . . 317
I. Amdenerschichten . . . . . 317
II. Wangschichten . . . . . 318
Faziesveränderungen . . . . . 319
Allgemeine Erscheinungen betreffend das helvetische Mesozoikum . . . . . 320
Tabelle der helvetischen Schichtfolge . . . . . 322
Tertiär . . . . . 323
Einleitung, Fossilien . . . . . 323
Eocän . . . . . 327
Spezialprofile . . . . . 327
N-Seite des Aar-M. autochthon . . . . . 327
Morcles- und Diablerets-D. . . . . 330
Wildhorn-D. zwischen Rhone und Reuß . . . . . 330
Helvetische Decken östlich der Reuß . . . . . 335
Allgemeine Gliederung (mit Tabelle) . . . . . 336
Die siderolithischen Festlandbildungen . . . . . 337
Die Bürgenschichten (Lutétien) . . . . . 338
Die Hohgantschichten (Auversien) . . . . . 339
Die Diableretsschichten (Bartonien) . . . . . 339
Die Stadschiefer (Lutétien bis Ludien) . . . . . 340
Eocäne Kohlen . . . . . 341
Die eocäne Transgression (mit graphischer Darstellung) . . . . . 341

Seite
Faziesveränderungen im Eocän . . . . . 342
Bemerkungen über die helvetischen Nummuliten . . . . . 342
Oligocän . . . . . 345
Taveyannazsandstein . . . . . 345
Altdorfersandstein, Flyschsandstein . . . . . 346
Die Dachschiefer . . . . . 347
Das Gruontalkonglomerat . . . . . 348
Die rote Molasse . . . . . 348
Die oligocäne Transgression . . . . . 348
Die verschürften Flyschmassen . . . . . 349
„Zone interne des Préalpes" . . . . . 350
„Zone externe des Préalpes" . . . . . 351
Die subalpine Flyschzone vom Thunersee—Rhein . . . . . 351
Die Synclinale Habkern—Wildhaus . . . . . 354
Der Flysch unter der Glarnerdecke . . . . . 356
Die exotischen Blöcke . . . . . 356
Herkunft und Alter der verschürften Flyschmassen . . . . . 360
III. Gebirgsbau . . . . . 361
1. Östliche Schweizeralpen . . . . . 361
Säntis (Alpstein) . . . . . 361
Die Falten . . . . . 362
Ost- und Westende des Säntisfaltenbüschels . . . . . 365
Längsbrüche . . . . . 366
Querbrüche . . . . . 367
Abwicklung und Stellung im Deckenverband . . . . . 369
Äußere Form . . . . . 370
Mattstockgruppe . . . . . 372
Mattstock . . . . . 373
Durchschlägiberg . . . . . 373
Goggeien . . . . . 373
Stock und Gulmen . . . . . 374
Flifalte und Kapfenberg . . . . . 375
Churfirsten . . . . . 375
Alviergruppe . . . . . 379
Oberflächenbildungen . . . . . 381
Fläscherberg . . . . . 381
Calanda . . . . . 383
Die parautochthonen Falten zwischen Calanda und Linthtal . . . . . 384
Die parautochthonen Falten zwischen Linth und Reuß . . . . . 385
Gebiet der Glarner Verrucanodecke . . . . . 387
Mürtschen-Schilt-Gruppe . . . . . 395
Zur Oberflächengestaltung vom Rhein- durch das Linthgebiet . 397
Bergstürze . . . . . 398
Seen . . . . . 402
Glärnisch . . . . . 402
Silbern und Wasserberg . . . . . 404
Ortstock-Axenkette (Axendecke) . . . . . 406
Wiggis-Rädertengruppe . . . . . 408
Drusberg-Fronalpstock (Drusbergdecke) . . . . . 411
Wagetenkette . . . . . 412
Aubrige . . . . . 412
Zur Flyschtektonik in den östlichen Schweizeralpen . . . . . 413

Seite

Zur Oberflächengestaltung des Gebietes zwischen Linth und Reuß (Karrenfelder) . . . . . 415
2. Zentrale Schweizeralpen . . . . . 417
Rigihochfluh-Bürgenstock . . . . . 417
Pilatus . . . . . 418
Randkette Schrattenfluh-Sigriswilergrat . . . . . 419
Urirotstockgruppe (Axendecke) . . . . . 421
Bauen-Brisengruppe (Drusbergdecke) . . . . . 422
Gebirgsgruppe zwischen Engelberg und Meiringen . . . . . 423
Faulhorngruppe . . . . . 424
Brienzergrat (Drusbergdecke) . . . . . 426
Zur Flyschtektonik in den zentralen Schweizeralpen . . . . . 426
Autochthone Zone . . . . . 426
Muldenzone Schlieren-Habkern . . . . . 427
Subalpine Flyschzone . . . . . 428
Zur Oberflächengestaltung von der Reuß bis zur Kander . . . . 429
Tal und Berg . . . . . 429
Randseen . . . . . 431
Bergstürze . . . . . 433
Wildbäche . . . . . 437
3. Westliche Schweizeralpen . . . . . 438
Schilthorngruppe . . . . . 438
Gebiet der Kander . . . . . 440
Wildhorngruppe . . . . . 442
Die Wildhorndecke . . . . . 443
Die Diableretsdecke . . . . . 447
Die ultrahelvetischen Decken (Bonvin-Plainemorte-D.) . . . . . 449
Morclesdecke . . . . . 452
Muveran—Dents de Morcles . . . . . 452
Dents du Midi—Tour Sallière . . . . . 454
Zur Oberflächengestaltung der helvetischen Deckengebirge im Westen 456
Bergketten . . . . . 456
Bergstürze . . . . . 459
Die Sattelzone (Zone des cols) . . . . . 461
Allgemeines . . . . . 461
Engstligental . . . . . 462
Lenk . . . . . 463
Lenk bis Col du Pillon . . . . . 464
Einwicklung von Pas de Cheville . . . . . 465
Bex-Chamossaire . . . . . 466
Rückblick . . . . . 467
Die Externzone („Zone Externe des Préalpes“) . . . . . 468
Arve bis Sarine . . . . . 468
Bulle-Mont Bifé . . . . . 469
Berra-Gurnigel . . . . . 471
Zur Talumrandung des helvetischen Deckengebirges . . . . . 473
Thermen des helvetischen Gebirges . . . . . 474
1. Die Therme von Pfäfers . . . . . 474
2. Die Therme von Lavey . . . . . 476
3. Die Thermen von Leukerbad . . . . . 476

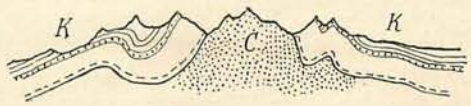
DRITTER HAUPTTEIL.

# Die Schweizeralpen.

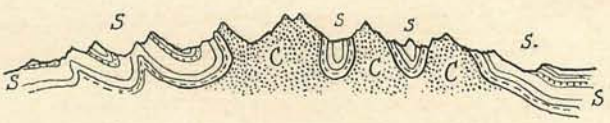
# A. Einleitung, Geschichte der Geologie der Schweizeralpen und allgemeine Ergebnisse.

## I. Die Entwicklung unserer Kenntnis über den Bau der Alpen.

Der Däne Nicolaus Steno, der in Italien lebte, der Begründer der wissenschaftlichen Geologie, erkannte im Jahre 1669, daß in den Gebirgen ursprünglich sicher horizontal abgelagerte Schichten der Erdrinde steil gestellt sind, und schloß daraus richtig, daß die Gebirge durch Schichtaufrichtung entstanden seien. Damit war die Tatsache der Dislokation gefunden. Ums Jahr 1710 hat unser Joh. Jac. Scheuchzer zum ersten Male Schichtenbiegungen bewußt gesehen und die Schichtfalten beiderseits des Urnersees abgebildet. Er hat ferner als Erster am Gotthard den Fächerbau beobachtet. Bei Saussure erscheint zum ersten Male der Gedanke an einen Seitenschub („refoulement latéral") zur Erklärung der Zerknitterung in der Erdrinde, da doch oft weit herum in der Umgebung keine Eruptiverscheinungen auffindbar seien. Etwa ums Jahr 1800 entdeckte Pallas, daß die meisten großen Gebirge in ihrer Mittelzone aus kristallinisch körnigen Silikatgesteinen, wie Gneis, Granit, Syenit, Glimmerschiefer usw. bestehen, in ihren beidseitigen Randzonen hingegen aus aufgerichteten, geschichteten, vorherrschend im Wasser abgesetzten sogen. Sedimentgesteinen gebildet sind (Fig. 1). Humboldt, von Buch und andere Vertreter der Vulkanistenschule glaubten nun, die Silikatgesteine seien glutflüssig nach Art der Laven aus dem Erdinnern gequollen und haben dadurch die Sedimente aufgerichtet, seitlich auseinander gepreßt und gefaltet. Man verglich die Alpen mit einem Vulkan. Während beim Vulkan die Eruptivmassen an einer einzelnen Stelle ausbrechen, seien sie bei der Kettenbildung auf einer langen Spalte hervorgetreten. Elie de Beaumont hielt zwar am Irrtum der Erhebungskrater fest. Allein eine Reihe von Eruptionen schien ihm zur Erzeugung des viel gewaltigeren und zusammenhängenderen Phänomens der Gebirgsketten unzureichend zu sein. In seinem Suchen nach einer größeren allgemeineren Ursache kam er 1833 auf die säkuläre Erkaltung der tieferen Teile der Erde, die für die äußerste Rinde „un fuseau comprimé latéralement" erzeugen müsse. Wir teilen diese Auffassung auch noch




Schema Pallas 1800. K = Kalk- und Schiefergebirge. C = kristalline Zentralzone.




Schema Studer 1830. S = Sedimentgesteine. C = eruptive Zentralmassive.

Fig. 1. Schema Pallas und Studer.

heute, nachdem sie sich allen Einwürfen zum Trotz in Modifikationen und Vertiefungen siegreich bewährt hat (vergl. Marcel Bertrand, Mémoire sur les refoulements etc., 1908).

In den Jahren 1800—1840 kamen wiederholt ausländische Geologen in die Schweiz. Sie erkannten, daß die Dinge hier nicht so einfach liegen. Überall, wo sie den Zusammenhang der Gesteine nicht mehr verfolgen konnten, nahmen sie nach dem Muster einiger deutscher Bergwerksgebiete Verstellung an senkrechten Brüchen (Verwerfungen) an. Bald gerieten so die Alpen in den Verruf, ein unentwirrbares Chaos von verworfenen Schollen der Erdrinde zu sein. Daneben hatte sich das sonderbare Vorurteil eingebürgert, die Alpen müßten ungeheuer alt sein, und jeder Kalkstein, jeder Tonschiefer in den Alpen wurde als „Urkalk" und als „Urtonschiefer" bezeichnet, obschon Elie de Beaumont schon damals von jedem Gebirge ein bestimmtes Alter gefordert hatte. War erkannt, daß Feldspat oder Glimmer aus Lavamagma sich bildet, so nahm man dies als Beweis dafür, daß alle Gesteine, welche solche Mineralien enthalten, glutflüssigen Ursprunges und alle Gebirge, in welchen sich solche Gesteine finden, vulkanisch entstanden seien. Man verwechselte also beständig die Entstehung des Gesteines mit der Entstehung eines Minerales und die Entstehung der Gebirge mit der Entstehung ihrer Gesteine. Nun folgten aber drei wichtige Erkenntnisse, die geblieben sind und bleiben werden:

1. Bernhard Studer zeigt, daß in unseren Alpen nicht eine einzige Zentralzone aus kristallinen Silikatgesteinen besteht, sondern zahlreiche einzelne solche „Zentralmassive", wie er sie nannte, die dann wieder durch sedimentäre Gesteinszonen voneinander getrennt sind.

Studer nahm nun Ausbrüche auf einem ganzen System von Spalten und Umkippen der Spaltenränder an (Fig. 1). Er stützte sich darauf, daß in den Schweizeralpen Übergänge von Gneisen in Granite sehr gewöhnlich sind, und faßte nun alle Gneise und Granite, später auch alle übrigen kristallinen Schiefer zusammen als die hebenden und beiseite schiebenden Intrusivmassen. Schon in den dreißiger Jahren des vorigen Jahrhunderts hatte dieser scharfsinnige Beobachter im Gebiete des Bergellergranites, dem einzigen jungen Durchbruch in den Schweizeralpen, Eruptivkontakte gesehen. Es scheint, daß die dort erhaltenen Eindrücke sein Leben lang seine Auffassung beherrscht haben. Studer unterschied für die ganzen Alpen 19 Zentralmassive, Desor zählte später deren 36. James Hall machte die ersten Experimente über Faltung durch seitlichen Zusammenschub, allein auch für ihn blieb, wie für v. Buch und Studer, die Intrusion von Eruptiva noch die Ursache des Seitendruckes.

2. Schon die Tatsache, daß die Alpen überhaupt noch bestehen, beweist eigentlich ihre geologische Jugendlichkeit. Agassiz, Pictet, Studer, Arn. Escher u. a. wiesen nun durch ihre Versteinerungsfunde nach, daß in den hoch gehobenen und gefalteten Schichten der Alpen geologisch genommen sehr junge, im Meer gebildete Gesteine mitenthalten sind, ihre Aufrichtung also einer der jüngsten Perioden der Erdgeschichte — dem Ende der Tertiärzeit — angehört. Die Alpen sind ein junges Gebirge.

Arn. Escher schrieb schon 1853 (in „Vorarlberg" S. 191): „Die Hauptfaltung des Gneises erfolgte erst, als der Jura längst abgelagert war. Dadurch wurden stellenweise die Sedimente gefaßt und in die Gneisfalten hineingezogen oder hineingeklemmt".

3. Arn. Escher v. d. Linth fand, daß das vermutete Chaos von Brüchen nicht vorhanden ist, daß die Brüche gesetzmäßig verteilt, aber untergeordneter

Art sind, und daß die Alpen in der Hauptsache nicht einen Trümmerhaufen, sondern einen Faltenwurf der Erdrinde bedeuten, der den Formen eines flach liegenden und dann zusammengeschobenen Tuches vergleichbar ist.

Thurmann verfolgte schon 1830—1850 die Faltenformen im Jura. Ungefähr in der gleichen Zeit hatten De la Bèche und Ramsay aus der Faltung in Gebirgen der britischen Inseln und die Gebrüder Rogers aus den amerikanischen Ketten ähnliche Auffassungen gewonnen: es handelt sich um tangentiale Bewegungen der Erdrinde, unabhängig von vulkanischer Tätigkeit. 1840—1850 nahm Constantin Prévost ein stückweises Einsinken der Erdrinde mit randlichen Stauungen der sinkenden Tafel als Ursache der Gebirgsbildung an, allein die Vorstellung einer weiter ausholenden Seitenbewegung lag ihm noch ferne.

Um die Falten genauer zu verfolgen, mußten vor allem die Schichtgruppen und Schichten der Sedimentgesteine bis ins einzelne unterschieden und in ihrer Altersfolge festgestellt werden, was besonders an Hand der Lagerungsfolge und der Versteinerungen geschehen konnte. Freilich erwies sich diese Untersuchung als sehr schwierig, weil größere ungestörte, normale Schichtreihen nicht häufig sind. Zeitweise hartnäckige Irrtümer waren unausbleiblich. So wurde allmählich die Stratigraphie der alpinen Sedimente geschaffen. Sodann mußte der Verlauf der einzelnen Schichten nach ihrer Stellung, die Tektonik, der Aufbau der Alpen, genau verfolgt werden. Studer und Escher sowie ihre Genossen, Schüler und Schülersschüler haben darin während des letzten Jahrhunderts eine enorme Arbeit geleistet. Wir unterscheiden jetzt mit Sicherheit nicht nur die großen sedimentären Schichtsysteme Carbon, Trias, Jura, Kreide, Tertiär, jedes einige 100 bis über 3000 m stark, sondern innerhalb derselben gegen 200 verschieden alte Schichtgruppen als Absätze verschiedener Zeitabschnitte und Bildungsbedingungen. Außerdem kennt man eine Menge verschiedener Gesteine unter den kristallinen Silikatgesteinen und stellt ihre Verbreitung in immer vollkommeneren Karten und Profilen dar. Wir sind mit diesen Untersuchungen aber noch lange nicht am Ende.

Die Tatsache war nun nicht mehr in Frage zu ziehen, daß ungeheure Bewegungen in der Erdrinde die Haupterscheinung der Gebirgsbildung sind. Während in vielen Außenländern der Alpen die jüngsten Schichten oben, die älteren in der Tiefe lagern, zeigten sich in den Alpen zonenweise die höchsten Gipfel aus den ältesten bekannten Lagern der Erdrinde gebildet, die jüngsten Sedimente tief darunter in den Tälern. Recht oft fand man eine bestimmte Schicht auf kurze Distanz um 1000 bis 3000 m verschieden hoch gestellt. Häufig fand man verkehrte Schichtfolgen: die jüngeren Schichten unten, die älteren oben liegend. Dabei beachtete A. Escher, daß die Schichten einer verkehrten Folge häufig in ihrer Mächtigkeit reduziert, „gequetscht" sind. Die gleiche Schicht kann sich an einem Bergprofil mehrmals wiederholen. Steilstellung der Schichten mariner Sedimente, Umbiegung bis zur Umkehr der Schichtfolge, zickzackförmige Fältelung können nicht ursprünglich sein. Escher betonte stets: auch die wunderbarste Zerknitterung der Erdrinde bleibt immer noch eine viel plausiblere Hypothese als die Annahme, daß die organischen Entwicklungsreihen ihren Sinn nach begrenzten Gebieten gewechselt hätten. Er anerkannte also die Leitfossilien, nicht aber die jetzige Lagerungsfolge als bestimmend für die ursprüngliche Aufeinanderlagerung und die Altersfolge der Sedimente.

Wieder stellte sich als brennendste Frage die Natur der Zentralmassive in den Vordergrund. Alphonse Favre vermutete in ihnen Falten der kristallinen Silikatgesteine. Studer betrachtete sie als Ausbruchsmassen aus dem Erdinnern, welche durch ihren Ausbruch die Alpen gehoben, seitlich gepreßt und gleichzeitig mit Spaltentälern durchsetzt hätten. Favre sah also die Zentralmassive für passive Folgen einer langsamen Alpenstauung, Studer für deren gewaltsam wirkende aktive Helden an.

Im Jahre 1875 erschien das kleine Buch von Ed. Sueß: „Die Entstehung der Alpen". Die Passivität der alpinen Eruptivgesteine war darin unabhängig von den Beobachtungen in der Schweiz dargetan. Außerdem wies Sueß sehr eindringlich auf den einseitigen unsymmetrischen Bau der Alpen, auf Ablenkung der Falten an nördlich vorliegenden alten Massiven hin und führte die ganze Entstehung auf einheitliche große, tangentiale Rindenbewegung aus S zurück.

In den Jahren 1870—1880 haben die Untersuchungen über die Natur der Zentralmassive (A. Baltzer, Der mechanische Kontakt usw., „Beiträge" Lfg. 20, 1880, und Alb. Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung 1878) folgendes ergeben:

1. Die Zentralmassive enthalten allerdings viele Gesteine, die als alte, glutflüssige Ausbrüche des Erdinnern nachzuweisen sind; sie enthalten aber auch massenhaft alte, mehr oder weniger kristallinisch umgewandelte Sedimentgesteine. In ihrer Gesamtheit sind sie keine Eruptivmassen.

2. Die Eruptivgesteine der Zentralmassive (des Aar-, Montblanc-, Gotthard-, Tessiner-, Silvretta- usw. Massives) sind alle viel älter als die Auftürmung der Alpen, sie können also nicht aktiv die Alpenerhebung erzeugt haben.

Die Erkenntnis von der Passivität der Eruptivgesteine, die sich auch für mehrere andere Gebirge ergeben hatte (Magnan für die Pyrenäen, Dana, Prévost u. a.), soll wegen ihrer Bedeutung mit einem Beispiel aus den Schweizeralpen schon in dieser Einleitung belegt werden:

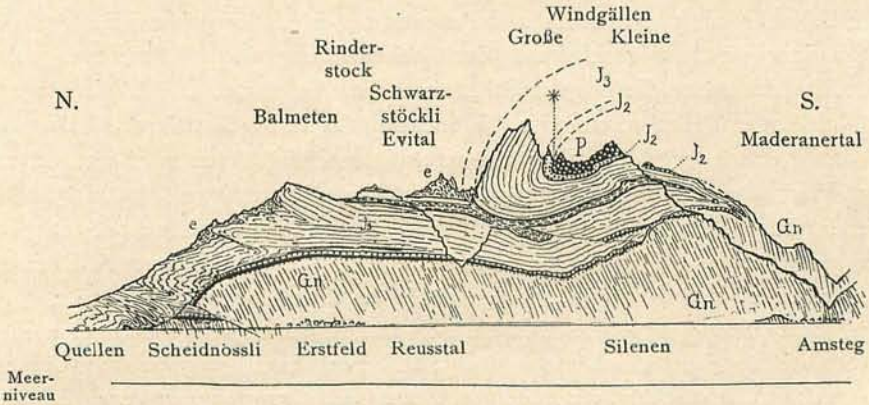



Fig 2. Profil der Windgälle in 1 : 100 000.
Gn = Gneis etc.; R (schwarz) = Rötidolomit (Trias); $J_2$ = Dogger;
$J_3$ = Malm (Hochgebirgskalk); e = Eocän; P = Quarzporphyr;
* = Porphyrgerölle im Dogger.

Der Gipfel der Kleinen Windgälle im Kanton Uri (Fig. 2) wird von einem wunderschönen, meist roten, echt eruptiven Quarzfeldspatporphyr gebildet. Darunter liegt zuerst eine verkehrte, dann eine normale Schichtfolge. Südlich sind beide durch sichtbare liegende Umbiegung miteinander

verbunden; nördlich krümmt sich in prachtvollem Bogen die verkehrte Schichtfolge wieder durch die Große Windgälle zu normaler Schichtfolge südlich zurück. Die Windgällen und die ganze Kette, welcher sie angehören, wird aus einer mächtigen, nördlich überliegenden Falte am N-Rande des Aarmassives gebildet. Der Porphyr im Gewölbekern konnte sich nach früherer Auffassung rühmen, die Auffaltung erzeugt zu haben.

An der in Fig. 2 mit * bezeichneten Stelle, eingeschlossen in dem Kalkeisenoolith des oberen Dogger, der hier zunächst am Porphyr liegt, treffen wir, mitten zwischen Meertierschalen, zahlreiche gut gerundete Meerufergerölle aus dem gleichen Porphyrgestein. Der Porphyr mußte also schon vor der Jurazeit erstarrt sein, um im Meer der mittleren Jurazeit als geröllbildende Klippe vorzuragen. Sein Ausbruch ist also *älter* als Dogger: In der Windgällenfalte sind die ursprünglich horizontal am Meergrunde abgelagerten Schichten des ganzen Jurasystems und eines Teiles des noch viel jüngeren Tertiärsystems harmonisch mitgefaltet. Diese Faltung ist also sicher *jünger* als die mitgefalteten Tertiärschichten. Der Porphyr ist älter als Jura, die Auffaltung jünger als Tertiär. Somit kann der Porphyr die Faltung nicht bedingt haben. Er lag während mehreren geologischen Perioden längst erstarrt und überdeckt von jüngeren Sedimenten unter dem Meere. Er war *nicht aktiv* an der Gebirgsfaltung betätigt, sondern ist von dieser mächtigen Bewegung der Erdrinde als ein alter *passiver Baustein* mitgeschleppt und an seine jetzige Stelle gebracht worden.

In solcher und ähnlicher Art können wir von fast allen einzelnen Eruptivgesteinen unserer Zentralmassive exakt beweisen, daß ihre Intrusion oder ihr Ausbruch und die von ihnen erzeugten Contactmetamorphosen *älter* sind, als die Auffaltung der Alpen. Sie sind die längst erstarrt gewesenen Reste von durch Abwitterung schon in der Carbonzeit, spätestens in der Jurazeit abgetragenen und ausgeebneten Durchbrüchen, deren Narben dann von späteren Sedimenten unter Meer überdeckt worden sind; ihr einstiger Einbruch in die Erdrinde hat mit der Entstehung der jetzt vor uns sich erhebenden Alpen nichts zu tun. Wiederum war *Arnold Escher* mit dieser Einsicht seiner Zeit voran. Als ich ihn 1865 am Tödi begleitete, sagte er: „Ich kenne den Granit nicht, der die Alpen emporgehoben haben soll".

3. Ein genaues Studium zeigte immer deutlicher, daß auch die Zentralmassive verwickelten *Faltenbau* haben. Im kleinen wie im großen sind die einen gefältelt, gefaltet, verbogen oder in Schuppen gestaut und meistens von Stauschieferung durchsetzt. Sie bestehen in verworrener Zusammenpressung aus kristallinen Schiefern und alten Eruptivgesteinen, d. h. aus der Unterlage der Sedimentgesteine. Sie gabeln sich zwischen die Falten der Sedimente, klemmen tiefe Sedimentfalten ein und werden gegen ihre Enden hin von gefalteten Sedimenten überbrückt und in der Längsrichtung nicht von Zerreißungsklüften, sondern von Sedimentfalten abgelöst oder ersetzt.

Das Resultat aller dieser Untersuchungen über die Natur der Zentralmassive ging also dahin:

Die Alpenhebung ist *nicht durch Ausbruch von Gesteinen aus dem Erdinnern zustande gekommen, sondern durch Lagerungsstörung, durch Dislokation, durch Bewegung der schon vorhandenen Gesteine aller Art.* Da nun auch die Zentralmassive als komplizierte, zusammengeschobene Zerknitterungszonen erkannt worden sind, so bleibt als einzige durchgreifende typische Dislokationsform der Alpen die *Stauung der Erdrinde durch Horizontalschub.* A. *Escher* war der erste, der nach einem Maße für die Faltung suchte, indem er in Gedanken die Falten wieder ausglättete.

Sogar über die Zeitfolge der Vorgänge ist *Escher* schon 1853 zu richtigen klaren Auffassungen gelangt (abgekürzt): „Von den ältesten permischen Schichten (im Vorarlberg und den anliegenden Teilen der Schweiz) bis zur oberen Molasse ist keine durchgreifende tektonische Lücke in der Schicht-

reihe vorhanden, die auf eine ältere Dislokation schließen ließe. Zwischen Flysch und Molasse fand eine erste gewaltige Festlanderhebung der Alpen statt. Die größte Revolution, welche das Alpengebirge schuf, fand zwischen der Ablagerung der oberen Molasse und dem Diluvium statt. Man kann nicht ältere von jüngeren Umwälzungen trennen. Die Jugendlichkeit ist auch durchwegs in den äußeren Formen sichtbar".

Während die Falten und Überschiebungen der Gebirge immer eingehender beachtet wurden, hat sich andererseits von entsprechenden Streckungen nichts finden lassen. Streckungen sind immer nur lokale Resultanten komplizierter Vorgänge des Zusammenschubes, niemals Kompensationen für die Faltung — es müßten denn solche in den tiefsten Meergründen verborgen sein. In den Alpen erkennen wir, wie in andern Gebirgen, in allen Fasern, vom größten Zentralmassiv bis zur mikroskopisch feinen Deformation der Gesteinstextur, die Spuren des horizontalen Zusammenschubes. Die Zonenbreite der Gebirge und wahrscheinlich damit auch der Erdumfang muß also vor der Auffaltung größer als jetzt gewesen sein. Dieses Resultat ist durch die neueren Forschungen immer wieder bestätigt worden.

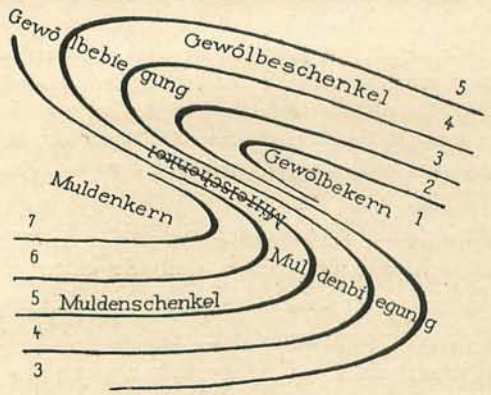



Fig. 3.
Bezeichnung der Teile einer liegenden Falte.

Aus den tektonischen Untersuchungen hatte sich allmählich die in Fig. 3 gegebene Nomenklatur für überliegende Falten ergeben („Mechanismus" Tafel XVI).

Aus Beobachtungen im westlich anschließenden Alpengebiete ist eine abweichende Ansicht noch lange festgehalten worden. Charles Lory war zwar von der Passivität der Eruptivgesteine überzeugt; das Maßgebende im Bau und der Entstehung der Alpen aber waren für ihn weit sich hinziehende Vertikalverwerfungen, an welchen die umliegenden Länder oder zwischenliegende Streifen abgesunken sind. Die kristalline Unterlage ist dabei nicht horizontal bewegt worden, nur ihr Sedimentmantel hat durch das Hineinsinken zwischen die Horste der kristallinen Gesteine etwelche Faltung erfahren. Die später in den Untersuchungsgebieten des in anderer Richtung sehr verdienten und originellen Forschers einsetzenden Arbeiten von Haug, Kilian, Termier, Ritter und vielen andern haben diese Meinungen für immer zu Grabe getragen.

Mancher hat sich beim Anblick der oft herrlich bloßgelegten Schichtfalten in den Alpen gedacht, die Gesteine müßten zur Zeit der Faltung noch breiweich gewesen sein, und allerlei Hypothesen knüpften sich an diese Frage. Dem ist aber nicht so. Auch alte Gerölle, die, schon um Gerölle zu werden, von verfestigten Gesteinen stammen mußten, sind gequetscht, gefaltet. Muschel- und Schneckenschalen, Skelette, die von Anfang an fest waren, sind mit den Gesteinen, die sie einschließen, bald gestaut, bald gestreckt — sogar bis auf dreißigfache Länge ausgewalzt, verbogen und verschieden deformiert, oft ohne zu brechen. Daß alle Gesteine unter gewaltiger Belastung sich umformbar verhalten, als wären sie ein plastischer Teig, ist heute erwiesen. Die Verwitterung hat schon mehr abgetragen, als an aufragendem Gebirge noch vorhanden ist. Was wir von Gesteinsumformungen und Verknetungen der Gesteine jetzt an der äußeren Gebirgsoberfläche finden, das

hat sich ursprünglich tief im Gebirgsinnern vollzogen, wo die Bedingungen zu plastischer Umformung gegeben waren.

Die Gesteine der Alpen haben bei der Gebirgsbildung eine Menge von sonderbaren Veränderungen, sogen. Stauungsmetamorphose, Dislokationsmetamorphose (Lossen 1870), Dynamometamorphose (Rosenbusch) erlitten. Ihre Textur und Struktur sowie ihre mineralogische Zusammensetzung hat sich verändert. Es gibt ausgedehnte Zonen in den Alpen, wo jeder Kubikzentimeter Gestein Spuren der Quetschung oder Knetung zeigt. Massige Granite sind zu schiefrigen und stengligen Gneisen ausgewalzt, mergelige Sandsteine und Tonschiefer zu gefältelten Glimmerschiefern geworden, Kalksteine zu Marmoren umkristallisiert und gestreckt. Oft stehen wir vor der schwierigen Aufgabe, die Stellung von Gesteinen in der Schichtreihe zu bestimmen, deren ursprüngliche Merkmale samt den Versteinerungen durch solche Umformungen bei der Gebirgsbildung verwischt sind. Es mußte nun auch in den Alpen streng unterschieden werden zwischen Dislokations- und Kontaktmetamorphosen. Die Unterschiede sind allmählich klargelegt worden. Je tiefer unter der Oberfläche beide vor sich gegangen sind, um so ähnlicher werden ihre Resultate unter sich und mit der regionalen Tiefenmetamorphose.

Im weiteren Verlauf hat jede vertieftere Untersuchung in den Alpen immer wieder gezeigt, daß hier die Erdrinde noch viel zerknitterter, gekneteter und verwickelter in ihrem Faltenwurf und ihren Überschiebungen ist, als man sich jeweilen kurze Zeit vorher vorzustellen gewagt hatte. Wie oft hatten wir nicht früher eine konkordante Schichtreihe stark wechselnder Gesteine für eine stratigraphische Reihenfolge genommen, während seither sich ergeben hat, daß es sich um die kompliziertesten, oft dutzendfältigen tektonischen Verfaltungen und Verschuppungen verschiedener Schichtgruppen ineinander handelt. Mehr und mehr mußte vor den Tatsachen der Spott derjenigen verstummen, welche uns vorgeworfen hatten, daß wir uns die Berge „aus lauter Omelettes und Pfefferkuchen" (Vacek) vorstellten.

Lange Zeit stand vor den Augen der Geologen als das gewaltigste alpine unzweifelhafte Überschiebungsphänomen die „Glarner Doppelfalte". Arnold Escher hat mehrere Sommer der Untersuchung dieser unerhörten Lagerungsumkehr gewidmet und dieselbe als zwei weit ausholende liegende Falten zu deuten versucht. Aber wenn man ihn aufforderte, seine Beobachtungen zu veröffentlichen, so antwortete er: „Kein Mensch würde es glauben, man hielte mich für einen Narren". Fast alle seine bezüglichen Beobachtungen blieben nur in seinen Notizbüchern.

Seine Schüler haben das Gebiet weiter geprüft, die Beobachtung noch vertieft, in ihren Werken dargelegt und gegen den Widerspruch kräftig verteidigt (Alb. Heim, „Mechanismus" 1878 und „Beiträge" Lfg. 25, 1891). Es erwies sich dabei unwiderlegbar, daß es in den Alpen tatsächlich flach überliegende Falten der Erdrinde gibt, die enorm weit ausholen und eine totale Umkehr der Lagerung auf viele 100 km$^2$ hervorbringen, so daß die Gipfel aus den ältesten Schichten bestehen, die Täler in die jüngsten eingeschnitten sind. Ferner, daß dabei der verkehrt liegende sogen. Mittelschenkel (vergl. Fig. 3), auf einen oft kleinen Bruchteil seiner ursprünglichen Stärke ausgestreckt, ganz ausgewalzt und oft zer-

rissen ist, bis manchmal sogar an seiner Stelle nur noch eine Rutschfläche geblieben ist, welche die unterliegenden jüngeren Gesteine von den aufliegenden älteren trennt (Fig. 4). Jeder Fetzen ausgewalzter Schichten, der in der Rutschfläche eingeklemmt zu finden ist, gleicht einem rudimentären Organ in der Abstammungslehre und beweist, daß die Überschiebung nicht nach einer primären flachen Kluft sich vollzogen hat, sondern aus der Übertreibung einer liegenden Falte hervorgegangen ist.

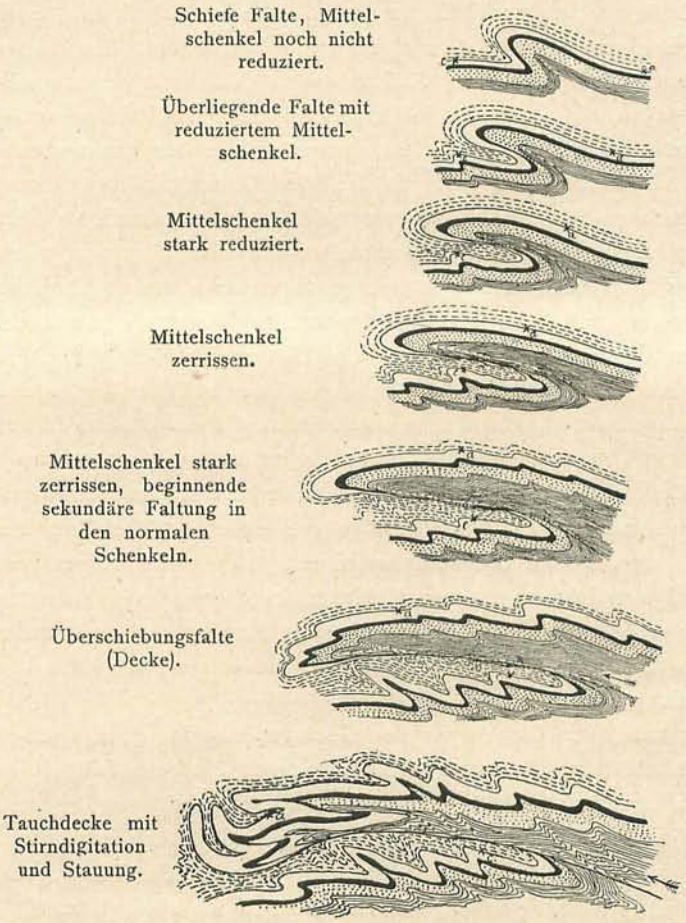



Fig. 4. Schema der Entwicklung einer überliegenden Falte zur Überschiebungsdecke.

Baltzer („Der Glärnisch" 1873) hatte am Glärnisch in fast horizontaler Schichtlage eine mehrfache Repetition der einzelnen Stufen von Jura und Kreide übereinander gefunden. Er nahm wenig weit ausholende liegende Falten mit gegen S geöffneten Mulden an. Später fand Alb. Heim („Beiträge" Lfg. 25, 1891) in der westlichen Verlängerung des Glärnisch an der Silbern die zugehörigen liegenden Umbiegungen, die Gewölbeknie nach N gewendet, die Eocänmulden nach N geöffnet. Auch hier erwies sich die normale Schichtfolge gut erhalten, die ver-

kehrte reduziert oder zerrissen und dann durch eine Scheerfläche vertreten. Die Überschiebung ist von S gegen N gerichtet.

Ein neues Rätsel im Alpenbau machte zuerst F. J. Kaufmann (Luzern) geltend. Fünf bekannte Berge des Vierwaldstätterseegebietes, die in den Zonen der Kreideketten liegen, Schynstock, Mythen, Buochserhorn, Stanserhorn und Giswilerstock, aus einer Umgebung von Tertiär (Flysch) emporragend, waren bisher als Kreidegesteine angesehen worden. U. Stutz hatte schon am Buochserhorn Triasversteinerungen gefunden; Kaufmann entdeckte, daß die genannten Berge aus Jura- und Triasgesteinen von allerdings abweichender Beschaffenheit gebildet seien. Wie die Klippen alten Gesteines aus jetzigen Meeren vorragen, so ragen diese Berge aus einer Umgebung jüngerer Gesteine empor — man nannte sie „Klippen". Bald wurden die Klippen Gegenstand lebhafter Forschung vieler Geologen (Steinmann, Quereau, Tobler, C. Schmidt, Schardt, Gilliéron, Hugi, Arn. Heim usw.). Sie wurden um so rätselhafter und zahlreicher, je genauer man sie kennen lernte. Schließlich sah man sich vor folgenden Tatsachen.

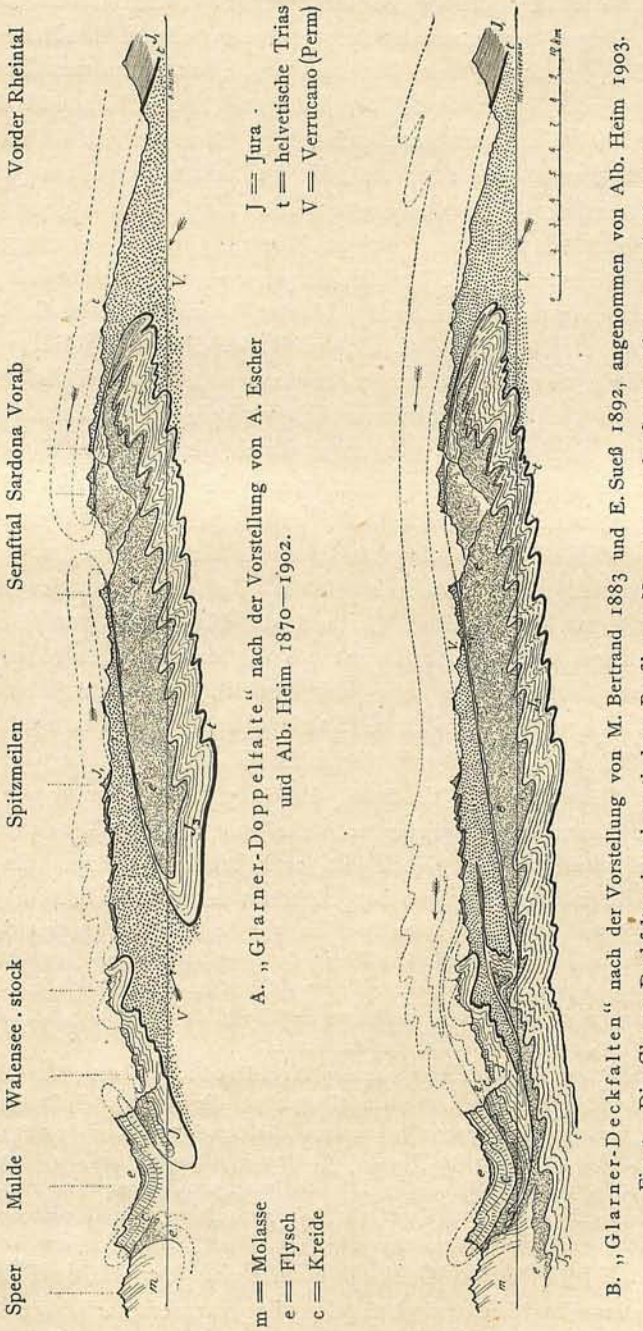
Die Klippen stechen nicht von unten durch den jüngeren Flysch herauf. Sie verdienen eigentlich ihren Namen nicht, denn sie haben keine Wurzel nach unten; sie liegen mittels einer Rutschfläche auf dem tertiären Flysch obenauf. Sie beeinflussen auch die Faltung der unterliegenden Schichten nicht, sondern sind in selbständiger unabhängiger Art in sich gefaltet. Und das Erstaunlichste: die Klippengesteine, Trias, Jura und Kreide, hie und da mit Fetzen von Eruptiva, sind in einer ganz andern Art ausgebildet als in den nächst umgebenden Gebirgen. Sie sind Fremdlinge, die weit weg von ihrem jetzigen Standorte gebildet wurden. Nach einer ersten Hypothese (Steinmann, Quereau) stammen sie von dem zwischen Molasse und Flysch versunkenen „vindelicischen Gebirge" ab, das Studer und Gümbel zur Erklärung der Nagelfluhgerölle angenommen hatten. Die fazielle Verwandtschaft weist aber nach den gleichaltrigen Gesteinen der Ostalpen oder des S-Fußes der Alpen. Nach jetziger Erkenntnis müssen die Klippen etwa aus der Zone Bellinzona—Locarno hergeschlittet sein (Bd. I S. 48).

Erinnern wir uns daran, daß schon Studer, der die „Klippen" noch nicht kannte, fremde Blöcke im Flysch und viele exotische Gerölle in der Nagelfluh namhaft gemacht und darauf hingewiesen hatte, daß die ganze Stockhornkette in ihren Gesteinen einen ähnlich fremdartigen Charakter trage, am Thunersee aber unvermittelt und ohne östliche Fortsetzung abbreche. An eine Herkunft vom S-Abfall der Alpen dachte Studer freilich niemals.

Auch für die Klippen war streng genommen Arn. Escher der erste Entdecker. Schon 1839 notierte er „Stöcke älteren Korallenkalkes und Dolomites, die eingewickelt im Flysch liegen", und 1853 schrieb er von den Vorarlberger Triasmassen, die den Flysch überlagern. Alph. Favre hatte Klippen von Trias und Lias im „Bassin du Reposoir" (Savoyen) auf der Flyschmasse gefunden. Allein er dachte 1867 noch nicht an eine Überschiebung, sondern versuchte eine Erklärung durch Verwerfungen. Die erste Notiz von Kaufmann findet sich 1875 in Leonhards Jahrbuch und im Jahrbuch des Schweizerischen Alpenklub unter dem Titel „Fünf neue Jurassier".

Im Jahr 1884 (Bull. Soc. Géol. de France) hat der Pariser Professor Marcel Bertrand einen Vergleich zwischen den Lagerungserscheinungen im nördlichen Kohlenbecken Frankreichs und den liegenden Falten im Kt. Glarus gezogen. Er kannte zwar die letzteren nur aus den Publikationen. Dabei tauchten in seinem Geiste kühne Gedanken auf: Die „Glarner Doppelfalte" ist vielleicht nur eine einzige,

von S nach N überschobene, liegende Faltendecke (vergl. Fig. 5), und das gleiche Phänomen der ungeheuren liegenden Faltendecken erstreckt sich vielleicht




A. „Glarner-Doppelfalte" nach der Vorstellung von A. Escher und Alb. Heim 1870—1902.

B. „Glarner-Deckfalten" nach der Vorstellung von M. Bertrand 1883 und E. Sueß 1892, angenommen von Alb. Heim 1903.

Fig. 5. Die Glarner-Deckfalten in schematischem Profil von N nach S nach älterer und neuerer Auffassung.

noch weiter. Viele alpine Gebirgszonen, wie Chablaiszone, Stockhorn, Préalpes- oder Voralpenzone, Muottatalberge, Churfirsten, Rhätikon sind nicht direkt von unten

aufgefaltet, sondern wurzeln weiter im S und sind von dorther überschoben. Diese Gedanken schienen uns zu weit zu gehen. Wir schüttelten ungläubig den Kopf, und während einer Reihe von Jahren blieben diese Deutungen von Bertrand vergessen. Heute bewundern wir den Seherblick des französischen Forschers, der wegen Krankheit den Triumph seiner Ideen nicht mehr genoß († 13. Februar 1907). Auf dem ganz anderen Wege der objektiven ausgedehnten Beobachtung hatte Arn. Escher schon lange die meisten der erst 1870—1900 bestimmt formulierten und bekannt gewordenen Erkenntnisse vorbereitet oder gar in seinem Geiste auskristallisiert, ohne daß ihnen gebührende Beachtung geschenkt worden war. Erst jetzt sind wir imstande, seine Andeutungen vollauf zu würdigen.

Die Überschiebungen der jüngeren Sedimente durch kristalline Gesteine mag Escher mit Studer zusammen zum ersten Male 1839 am N-Rand des Aarmassives beobachtet haben. Aus Mittelbünden blieb den beiden Forschern die Überzeugung, daß die beobachteten Tatsachen fast unausweichlich zur Annahme weiter Überschiebungen führen müßten. Studer verließ dann diesen Gedanken, Escher aber fand weitere Bestätigungen. Aus 1841 (Verhandl. d. Schweiz. naturf. Ges. in Zürich) stammt das Protokoll über einen von Arn. Escher gehaltenen Vortrag unter Vorlage einer geologischen Karte des Kantons Glarus mit Profilen, worin es heißt: „Der Vortragende sucht aus den Verhältnissen am Säntis darzutun, daß die durch die ganze Schweiz sich erstreckende abnorme Unterteufung des sekundären Kalkgebirges durch Tertiär die Folge einer Überschiebung des selbst-überstürzten Kreidegebirges (in der östlichen Schweiz wenigstens) sei". Mehr Bestimmtheit im Ausdruck wagte Escher in Beziehung auf den Gebirgsbau des Glarnerlandes, wo schon sein Vater die Tatsache gefunden hatte, daß der Sernifit (= Perm) Kappen auf den Gipfeln der aus Eocän gebauten Berge bildet. Seit 1846 („Neues Jahrbuch" S. 437) sprach er, der Übervorsichtige, von dieser Erscheinung kurzweg als von der „Tatsache einer kolossalen Überschiebung". In seinem „Vorarlberg" 1853 erzählt er seine eigenen Beobachtungen vom „nördlichen Vordringen des Dolomites (Trias) über den Flysch bis über Hindelang hinaus", und betont zugleich, daß diese vorgeschobene Trias und der Lias im Vorarlberg ununterscheidbar seien von manchen Vorkommnissen im Piemont. Am gleichen Orte lesen wir S. 65: „Weisen diese Erscheinungen nicht darauf hin, daß die Gewalt, welche die kristallinen Zentralmassive und deren Umwallung hervorbrachte, gewissermassen noch übertroffen wurde durch diejenige, als deren Resultat das Alpengebirge in seiner Gesamtheit erscheint?" Hierin liegt auch die Idee von der Passivität der Eruptivgesteine und der alles beherrschenden Horizontalbewegung inbegriffen! Bald (1858) erkannte auch v. Richthofen im österreichischen Teile des Rhätikon, daß überall der Flysch steil unter die flach darüberliegende Decke aus älterem Kalkgebirge hineinfalle, und Gümbel bestätigte die gleiche Erscheinung für das bayrische Gebiet, während Theobald sie in der äußeren Form 1864 richtig kartiert und die verkehrte Lagerung erkannt, aber die Überschiebung nur als lokale Randerscheinung betrachtet hatte.

Es blieb bei Andeutungen. Studer ging einen andern Weg, und Escher hütete sich davor, aus seinen Entdeckungen Theorien zu schmieden. Wir wollen aber festhalten, daß unsere heutige Auffassung in allen Teilen durch ältere Beobachtungen vorbereitet war, und daß der erste Entdecker der Passivität der Eruptiva, des Phänomens der Klippen und der großen alpinen Überschiebungen schon 1840—1850 Arnold Escher v. d. Linth gewesen ist.

J. Bachmann hatte 1863 über „exotische Blöcke" im Flysch geschrieben. Hans Schardt dehnte den Begriff 1891, Steinmann und Quereau 1893, Gümbel 1894 auf ganze Gebirgsmassen aus. Die Klippen waren nun exotische Gebirgsmassen, und man versuchte eine Zeitlang, die Klippen als große Blöcke im Flysch zu deuten.

1890—1893 ist Schardt durch seine Untersuchungen der Voralpenzone vom Lemansee bis Thunersee auf ganz ähnliche Ideen wie Bertrand geführt worden. Im besonderen stellt Schardt fest, daß die Klippen Reste der bisher vergeblich gesuchten Fortsetzung der Stockhornzone sind, und daß die sogen. Voralpen überhaupt und die Chablaiszone so gut wie die Klippen ein ganzes Faltengebirge älterer Gesteine darstellen, welches auf dem Flysch, weit von S her überschoben, schwimmt. Schardt hat das erste Alpenprofil gezeichnet, in welchem eine ganze gefaltete Gebirgszone überschoben auf Jüngerem liegt („Livret guide" 1894 Tafel X). Im W liegt das überschobene Gebirge etwas tiefer im Niveau und ist deshalb mehr zusammenhängend erhalten; in der Mittelschweiz liegt es höher und ist deshalb mehr und mehr durch Abwitterung in einzelne Stücke, die „Klippen" aufgelöst. Östlich des Rheines, im Rhätikon, ist die Fortsetzung wieder zusammenhängender im Gebirge vorhanden. Ein Faltengebirge ist über ein anderes geschoben und in den mittleren Schweizeralpen bis auf wenige Reste abgetragen worden. In mündlichem Vortrag und in einer leider unveröffentlicht gebliebenen Preisarbeit wies Schardt den Überschiebungen noch weitere Verbreitung zu.

M. Lugeon bekämpfte noch 1894/95 mit vielen andern die Auffassung von Schardt. Allein im Frühling 1896 bekennt er sich vollständig zu derselben. Und nun wirft sich Lugeon, das geistige Erbe Bertrands antretend, mit einer Energie und Findigkeit sondergleichen von großen Gesichtspunkten aus auf die neu auftauchenden Fragen.

In seinen Darlegungen geht er von der aus dem Rhonetal von S aufsteigenden liegenden Falte aus, die Renevier an den Dents de Morcles entdeckt hatte und deren N gewendetes Umbiegungsknie in der Gipfelregion erhalten ist. Die ganze Falte sinkt östlich ab. Bald legt sich im E sattelförmig eine noch viel mächtigere „Steinwelle" darüber, die Diablerets bildend. Noch weiter im E steigt aus dem Talboden der Rhone eine noch gewaltigere Falte auf, die Wildhorngruppe bildend, und mit ihrem Gewölbeknie nach N unter die Zone der Voralpen tauchend. Eine vierte, noch mächtigere Faltendecke breitet sich in Erosionsrelikte aufgelöst über den Wildstrubel aus und taucht nördlich in die innerste Zone der Préalpes hinein. Von diesen vier Falten sind stets die höheren die gewaltigeren, und die höchste bildet zugleich den unteren inneren Teil der Préalpes. Alle kommen vom S-Fuß der Aarmassivkette; sie türmen die Kalkalpen von der Gemmi bis an die Rhone auf, und ihre Gewölbestirn taucht nach N zur Tiefe. Jede dieser sattelförmigen Faltendecken ist von der darüber oder darunter liegenden durch eine mehr oder weniger verschürfte Masse von Eocän getrennt; die meisten beginnen unten mit verkehrter Schichtlage oder mit Rutschfläche, und teilen sich gegen N in mehrere Lappen. Lugeon setzt dann die Betrachtung gegen E fort.

Bald sind die bisherigen Profile aller Fachgenossen durch Lugeon in noch viel weiterem Umfange, als es Schardt und Bertrand getan hatten, umgedeutet und geprüft worden auf den Gesichtspunkt der liegenden Überfaltungsdecken, der „Nappes de recouvrement". Auch in den sogen. helvetischen Gebirgszonen der Schweizeralpen, auch in den Ostalpen erkennt er weit ausholenden Deckenbau und findet ähnliches in den Karpathen, im Apennin und in Sizilien. Sein erstes klassisches Werk darüber „Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse" ist 1901 im „Bulletin de la Soc. géol. de France" erschienen. Eine erstaunliche Fülle von scharfsinnigen Ableitungen aus eigenen und fremden Beobachtungen ist darin enthalten, begleitet von kühnen Voraussichten über die

Beziehungen und Zusammenhänge der verschiedenen tektonischen Glieder durch viele Teile der Alpen, die sich seither zum größten Teil glänzend bewährt haben. Sogar der Mechanismus der großen alpinen Decken wurde von Lugeon schon weitgehend erörtert. Das kleine Buch war durchschlagend, aber selbstverständlich nicht abschließend. Es wird in der Geschichte unserer Wissenschaft ein Markstein bleiben.

Bertrand und Gollier erkennen 1897, daß der Flyschstreifen unter Wetterhorn und Jungfrau die Fortsetzung des Muldenkernes der Glarnerfalten ist und darüber geschoben Unterjuramassen mit gegen N gewendetem Umbiegungsknie folgen.

Die wissenschaftliche Erkenntnis geht auf Zickzackwegen und oft auf verwickelten Umwegen. In solchen Zeiten drängen sich die Entdeckungen und Einsichten. Sie waren vorbereitet, sie „lagen in der Luft", und man kann kaum mehr feststellen, wer das eine und wer das andere Lichtlein angezündet hat. Steinmann betonte 1897 (Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B.) die Überschiebung des ostalpinen Gebirges mit einer zwischenliegenden Klippenschuppenzone über das „helvetische Flyschgebirge" vom Rhätikon bis Oberhalbstein und im Unterengadin und den Zusammenhang mit den Klippen und westlichen Voralpen. Er findet kristallines Grundgebirge zwischen und über den Klippenschuppen.

Bald tritt auch der Pariser Geologieprofessor Termier mit kühnen Griffen ein. Er wandte sich den Ostalpen zu, deutete als „Fenster" (Durchblicke durch Erosionslöcher höherer Decken) die Tauern und das Bündnerschiefergebiet des Unterengadins, über welche sich die ungeheuren ostalpinen Decken hinweglegen (Bull. Soc. géol. France 1904, III). Schon 1903 erklärten Lugeon, Termier und Haug, daß die ganzen Ostkalkalpen auf 480 km Länge auf einem jüngeren Substratum schwimmen. 1904 besprach E. Sueß das Inntal bei Nauders im gleichen Sinne, und bald nachher publizierten Haug und Lugeon über die „nappes" des Salzkammergutes. V. Uhlig bekehrt sich zu der neuen Einsicht, und im Jahre 1911 erscheint sein „Deckenbau der Ostalpen".

Gleichzeitig hatte sich als neue Frage ergeben, ob nicht auch die kristallinen Zentralmassive Deckenbau zeigen. Gerlach hatte schon 1869 am Simplon eine 9 km weit nach N überliegende Falte von Antigoriogneis entdeckt und in Profil und Karte dargestellt. 1901 deutet Lugeon unter Mitbenutzung der Tunnelaufschlüsse den Bau des Simplongebirges als liegende, mit ihren Stirnen gegen N eintauchende Gneisfalten. 1903 gibt Schardt, der Beobachter im Simplontunnel, ein vollständigeres Tunnelprofil mit nördlich überliegenden Deckfalten. E. Argand hatte den Faltenbau des südlichen Wallis durchsucht. 1905 erschien eine Notiz von Lugeon et Argand „Sur les nappes de recouvrement de la zone du Piémont", in der 7 liegende Gneisdecken übereinander unterschieden werden konnten. Im Tessin erheben sich die Gneisdecken axial am höchsten, und dadurch sind dort, speziell bei Varzo und Grodo im Tosagebiet, die tektonisch tiefsten Glieder der Alpen entblößt, die höheren Walliser Decken hingegen über dem ganzen Tessingebiet abgewittert. Alle kristallinen „Zentralmassive" südlich des Gotthardmassivs waren nunmehr als Deckenmassive erwiesen.

Nun wandte sich Argand mit gewaltiger Energie der speziellen Untersuchung dieser kristallinen Decken des Wallis zu, die man nach seinem Vorschlag allgemein

als penninisch bezeichnet. Dort fand er den Schlüssel für das tektonische Verständnis der ganzen Westalpen vom Splügen bis zum Mittelmeer. Im Jahr 1911 konnte die Schweiz. geol. Kommission seine tektonische Karte der Westalpen 1:500000 mit dazugehörigen Profiltafeln herausgeben.

Über den Gneisdecken (Tessin I—III), die am Simplon für immer gegen W untertauchen, unterscheidet Argand drei weitere gewaltige Decken: die St.-Bernhard-Decke (IV), welcher der mächtige Karbonzug von Visp über den St. Bernhardpaß bis zum Mt. Tabor angehört und die sich in den Massiven Valsavaranche, Vanoise, Mt. Bram und der Gneiszone bis Savona fortsetzt. Hinter der Bernharddecke, von dieser rückwärts überwölbt, wurzelt die Monterosadecke (V), die im Massiv des Grand Paradis, Mt. d'Ambin und der Dora Maira kuppelförmig wieder auftaucht. Beide vorhergehenden werden überlagert von der höchsten penninischen Decke, der Dent Blanche (VI), deren Wurzel die Sesiazone bis Lanzo ist. Die äußeren, hercynisch versteiften, autochthonen Zentralmassive (Gotthard, Aar, Mt. Blanc, Aiguilles Rouges) setzen sich fort in den Massiven der Belledonne, des Pelvoux und Mercantour. So wird die verwickelte, im Grundriß bogenförmige, im Profil fächerförmige Zone des Briançonnais, die sogen. „zone axiale", vom Simplon bis ans Mittelmeer in ihrem Charakter bestimmt durch die Einklemmung zwischen dem autochthonen Massivbogen und den penninischen Decken.

Die Arbeit von Argand ist in Graubünden von Cornelius und Zyndel, dann vor allem von R. Staub fortgesetzt worden. Dem letzteren gelang zum ersten Male die Aufklärung des Deckenbaues in den südöstlichen Schweizeralpen, der ehedem teilweise noch völlig rätselhaft geblieben war („Beiträge" Lfg. 46, 1916).

R. Staub parallelisiert die penninischen Decken von W und E durch Verfolgung ihrer enggequetschten Wurzelzonen und der trennenden metamorphen Sedimente um den S-Rand der Tessinerdecken herum. Im besonderen konnte Staub die Fortsetzung der Dentblanchedecke des Wallis in der Margnadecke Graubündens feststellen. Über den penninischen Decken folgen in Graubünden die kristallinen Kerne der „unterostalpinen Decken" mit ihren Sedimenthüllen (Sella-, Err-, Bernina-, Languard-, Campodecke), dann die oberostalpine Decke. Den Kernen dieser obersten und größten Decke, die nach Staub nichts anderes als die Fortsetzung der Dinariden ist, gehören die kristallinen Fächer der Silvretta und des Ötztales an.

So ist heute der Deckenbau der Schweizeralpen von W nach E und von S nach N durchweg nachgewiesen. Die Zone der autochthonen Zentralmassive zieht von SW her bis an den Calanda wie eine störende Schwelle durch die Alpen, an der sich die penninischen Decken gestaut und über welche ihre Wellen überbrandet sind, während im östlichen Teil das Vorland offener lag, so daß dort die ostalpinen Decken bis zur Molasse vorzudringen vermochten.

Bertrands Vision war richtig, und die Erkenntnis Bertrand-Schardt-Lugeon von den Überfaltungsdecken oder „nappes de recouvrement", die sogen. Deckentheorie, hat von 1898 bis heute einen mitreißenden Siegeszug von W nach E durch die Vertreter der alpingeologischen Wissenschaft gehalten, wie etwas Ähnliches in der Geschichte unserer Wissenschaft wohl noch nie vorgekommen ist. „Unmöglich! Undenkbar! Unsinnig! Man zieht uns den Boden unter den Füßen weg!" So riefen viele, und einige noch heute.

Aber die Kraft der Wahrheit wohnte in der neuen Auffassung. Das erneuerte kritische und eindringliche Studium gerade der anfänglichen Gegner hat bis heute immer wieder ihre Richtigkeit erwiesen, und die meisten Gegner sind Vertreter der neuen Auffassung geworden (Haug, C. Schmidt, Steinmann, Baltzer, Uhlig u. a.). Die Theorie, d. h. die wirkliche mechanische Erklärung der Vorgänge und ihrer

Ursachen, wird erst viel später aus noch vermehrten, vertieften und über die ganze Erde ausgebreiteten Beobachtungen allmählich sich ableiten lassen. Darüber lassen wir besser erst die kommenden Generationen reden.

Mitten in dieser Zeit rascher Entwicklung der Alpengeologie wurde mit Spannung der letzte Band des gewaltigen „Antlitz der Erde" von Ed. Sueß mit dem Abschnitt über die Alpen erwartet. Er erschien 1910. Sueß gibt einen, zwar nicht leicht zu erfassenden Überblick über die großen Charakterzüge im Bau der Alpen, als würde er sie durchsichtig wie Glas von hohem Ballon aus unter sich sehen. Von Beweisen für den Deckenbau, von Kampf für die Erkenntnis der Überschiebungen und der Überfaltungen findet sich kein Wort. Der Deckenbau ist durchweg in allen seinen Betrachtungen als vollkommen selbstverständlich angenommen. Der Schlußstein in der geologischen Literatur für den Sieg der Deckenlehre liegt darin, daß unser größter Meister den Deckenbau als eine durchgreifende Beobachtungstatsache und nicht mehr als eine Theorie auffaßte und darstellte. In seinen weitblickenden Gedanken war alles längst dafür vorbereitet. Der Gegenwart und Zukunft bleibt die Ausarbeitung des einzelnen überlassen.

Als Forscher, die sich an der neuen Erkenntnis des Deckenbaues wesentlich beteiligt haben, sind zunächst in alphabetischer Reihenfolge zu nennen:

Für die außerschweizerischen Westalpen: E. Argand, Léon Bertrand, E. Haug, W. Kilian, M. Lugeon, E. Ritter, P. Termier u. a.

Für die außerschweizerischen Ostalpen, einschl. Karpathen: W. Hammer, E. Haug, L. Kober, M. Lugeon, Schiller, E. Sueß, P. Termier, V. Uhlig u. a.

Für die Schweizeralpen ist nach Bertrand, Schardt und Lugeon zunächst der hervorragenden Verdienste von G. Steinmann und seiner Schüler zu gedenken. Sie haben sich zuerst an den Wirrwarr des graubündnischen Gebirges gewagt und dort vieles zuerst klargelegt oder zum Verständnis vorbereitet. Später ist Graubünden von Spitz und Dyhrenfurth, F. Zyndel (verunglückt 1917), H. P. Cornelius, D. Trümpy und besonders R. Staub durchforscht worden. In alphabetischer Reihenfolge nennen wir besonders als Mitarbeiter an der neuen Auffassung aus der Zeit 1890—1915 für schweizerisches Gebiet: Adrian, Arbenz, Argand, Baltzer, Beck, E. Blumer, Buxtorf, Cornelius, Dyhrenfurth, Gerber, H. Golliez, Albert Heim, Arnold Heim, Hoek, Hugi, Jeannet, F. Jaccard, Lugeon, Hermann Meyer, Oberholzer, Preiswerk, Rabowski, Rothpletz, Schardt, Schiller, C. Schmidt, Seidlitz, Spitz, R. Staub, Steinmann, A. Tobler, Tolwinski, Trösch, Trümpy, Otto Welter, Wilckens, F. Zyndel u. a.

Ein sehr eifriger, durchaus selbständiger, widerspruchsreicher und zu Widerspruch herausfordernder Beobachter in den Alpen war A. Rothpletz. Es ist mir nicht gelungen, seine Beobachtungen im obigen Gedankengang einzufügen, eben weil sie allzu originell sind. Manche Überschiebung, manche stratigraphische Parallelisierung hat er zuerst entdeckt, aber die gewonnenen trefflichen Einblicke immer durch so viele Irrungen wieder gestört, daß sich daraus wohl Anregung, aber kein klarer Fortschritt abheben konnte.

Kurze zusammenfassende Darstellungen über den alpinen Deckenbau haben gegeben: Arnold Heim, Zur Kenntnis der Glarner Überfaltungsdecken, Vortrag in Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. März 1905; G. Steinmann, Geolog. Probleme des Alpengebirges, Zeitschr. d. deutsch. und österr. Alpenvereins 1906; H. Schardt, Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges, Verhandl. Schweiz. naturf. Ges. St. Gallen 1907; A. Fournier, L'Hypothèse des grandes nappes charriées, Bull. Soc. Belge de Géologie 1906/07; C. Schmidt, Bild und Bau der Schweizeralpen, Jahrb. d. Schweiz. Alpenklub 1907; Alb. Heim, Der Bau der Schweizeralpen, Neujahrsbl. d. naturf. Ges. Zürich 1908; V. Uhlig, Der Deckenbau der Ostalpen, Mitt. d. geol. Ges. Wien 1909 und Die Tektonik der Ostalpen, Naturw. Rundschau,

Dezember 1909; O. Wilckens, Der Deckenbau der Alpen, in Abderhaldens „Fortschritte" Bd. X Heft 1 1914.

Eine ungeheure Perspektive neuer schöner Aufgaben, neuer Gesichtspunkte, neuer Ideen hat sich für die Alpengeologie eröffnet. Wir stehen in der fruchtbarsten Schaffensperiode. Rätsel, vor denen wir jahrzehntelang ratlos gestanden, lösen sich, und das bisher Rätselhafte erscheint nun als notwendig und selbstverständlich. Wie Schuppen fällt es von unsern Augen, und als eine zwar enorm verwickelte, aber großartige Faltungseinheit, in mancher Beziehung viel verständlicher, viel harmonischer als früher, stehen heute die Alpen vor unserm geistigen Auge. Die Einheit der Sedimentation und der Faltung des ganzen Alpensystems im Sinne des genialen Sueß ist zur Erkenntnis geworden, und neues Licht ist aufgegangen.

## II. Beweise für den Deckenbau und weitere Erscheinungen der Decken.

Wir wollen zuerst im Prinzip das Vorhandensein der Überfaltungsdecken ganz kurz begründen, indem wir 1. aus der Tektonik und 2. aus der Fazies-Stratigraphie die Wurzellosigkeit der meisten nördlichen und mittleren Alpenzonen feststellen.

### 1. Tektonik.

Unsere Figur 6 gibt einen allgemein gehaltenen Querschnitt, der etwa einem Profil Speer—Mattstock—Churfirsten, oder Rigi—Rigihohfluh—Frohnalpstock, oder Pilatus—

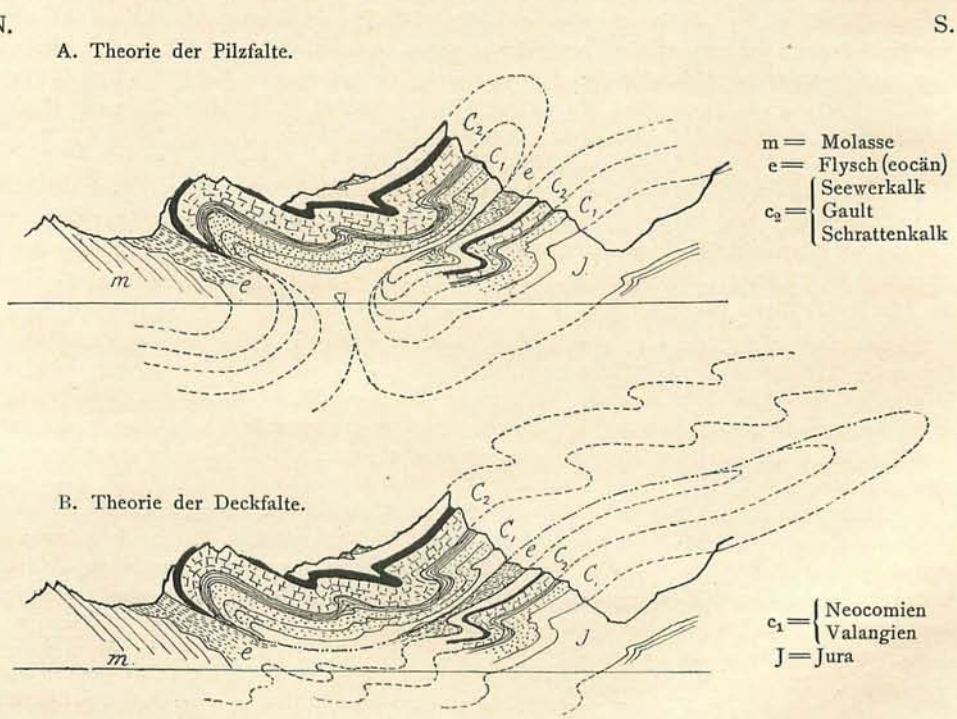



Fig. 6. Theorie der Pilz- und der Deckfalte.

Frutt, oder in noch weiter schematisiertem Sinne den Préalpes entspricht. In dieser ganzen Zone treffen wir ähnliche Verhältnisse. Die Signaturen in der Figur bezeichnen die großen Schichtgruppen, soweit als man diese direkt sehen kann. Früher suchten wir stets das Naheliegendste zur Erklärung, und deshalb dachten wir uns die Wurzel einer Falte möglichst nahe unten in der Richtung, nach welcher die Schichten in die Tiefe stechen. Daraus ergab sich eine gemeinsame Wurzel z. B. für Mattstock und Leistkamm unter der Amdenermulde (Tafel XVIII Profil 1). Die beiden verkehrten Schenkel sind, wie so oft, zerrissen. Das Ganze erschien im Profil wie ein beidseitig überliegendes pilzförmiges Faltenpaar, eine „Pilzfalte".

Die neue Überprüfung ergibt für die alte Deutung folgende Schwierigkeiten:

1. Beidseitig sticht das Eocän so tief und so flach unter die zwischenliegende Mulde hinein, daß der Stil des pilzförmigen Gebildes zu dünn, an andern Orten ganz abgequetscht sein müßte.

2. Während nach N gewendete Gewölbekniee oft zu sehen sind, fehlen auf der Südfront gegen S gekehrte Gewölbebiegungen.

3. Der Flysch unter der Überschiebung zeigt auch auf der S-Seite Schleppung nach N.

4. Der obere Schichtenkomplex ist vom unteren stratigraphisch stark verschieden. Bei der Annahme einer Wurzel in der Tiefe setzen wir beide Teile näher zusammen, als sie im Meere jemals abgelagert werden konnten. Die Faziesverschiedenheiten erfordern nicht nur einige, sondern wenigstens 15 km ursprünglicher Entfernung.

Alle diese Schwierigkeiten sind mit einem Male gehoben, wenn wir den oberen Schichtenkomplex als wurzellos auf dem unteren schwimmend, von einer weit im S zu suchenden Wurzel ableiten, wie in Fig. 6B dargestellt ist.

Jede solche Erkenntnis hat ihre Konsequenzen. Mit den Churfirsten hängt das ganze Säntisgebirge zusammen, das somit ebenso von S her überschoben sein muß.




Fig. 7. Schematisches Profil durch das Säntisgebirge 1 : 150 000 nach Alb. Heim 1905.
m = Molassenagelfluh; e = Flysch; c = Kreide;
die schwarze Linie bezeichnet den Schrattenkalk.
Das Profil zeigt die Kreide der oberen helvetischen Decke an ihrem nördlichen Stirnrande in Falten zusammengestaut.

Auch der tiefere Schichtenkomplex ist nicht „basales Gebirge". Verfolgen wir ihn nach S, so finden wir seine Fortsetzung am Mürtschenstock und Schild abermals von Flysch unterlagert. Der gewaltige gebänderte Gebirgsklotz des Glärnisch ruht mit seinem Sockel direkt sichtbar auf Flysch und besteht aus 4 übereinander geschobenen Schichtfolgen. Vom oberen Teil des Glärnisch gelangt man zu der Silbern, wo schon 1891 die nördlichen Stirnumbiegungen liegender Falten festgestellt

wurden. Der Trias-Jurakalkzug des Glärnisch setzt sich gegen SW weiter fort über den Klausenpaß, wo stets dessen Triasbasis auf Eocän liegt, ferner in der Axenkette und im Urirotstock (Tafel XIX, Profile 4 und 5), wo die Juramassen oben an den Bergen zurückbleiben, statt von der Tiefe des Urnersees herauf zu kommen. Unter den schwimmenden Juramassen ziehen Kreide und Eocänbildungen in Form auf den Kopf gestellter Gewölbe hindurch. Alle diese Erscheinungen sind nur unter der Annahme der Herkunft aus S über die Aarmassivhülle herunter verständlich.

Während diese helvetischen Gebirgsteile in den zentralen Teilen der Schweizeralpen von ihren Wurzeln durch das hoch dazwischen emporragende Aarmassiv weit abgetrennt sind, lassen sich die verschiedenen Jura-Kreide-Überschiebungen auf der SW-Seite des untertauchenden Aarmassivs als liegende Schubfalten von ihren Stirnumbiegungen zusammenhängend bis zu ihrer Wurzel im Rhonetal verfolgen. Ihre südliche Herkunft ist dort direkt zu beobachtende Tatsache (Lugeon).

Zahlreiche analoge Beweise für den Deckenbau findet man auch in den inneren penninischen und ostalpinen Alpenzonen. Wie im Glarnerland die Täler in Tertiär eingeschnitten, die Gipfel von Verrucano der Permzeit gekrönt sind, so ist z. B. auch das Nicolaital im Wallis tief unter Jura und Trias hinab eingeschnitten, während die alten kristallinen Gesteine hoch oben im Matterhorn, Dent Blanche, Weißhorn eine gewaltige schwimmende Decke mit nördlich gewendeten Gewölbeknien bilden. Ebenso sind Schams und Rheinwaldtal in jurassische Bündnerschiefer eingetieft, während den Bergen ringsum nach Art der „Klippen" disharmonisch gefaltete Kappen älterer Gesteine aufliegen (Splügener Kalkberge). In den kristallinen Deckenmassiven von Adula, Tambo und Suretta ist der Zusammenhang von den Stirnbiegungen bis zur Wurzel sichtbar und die Untertiefung durch Trias und Bündnerschiefer auf 20—40 km gegen S unter die Massive hinein zu verfolgen.

Schon 1864—1868 wunderte sich Theobald, daß die Gneise und Amphibolite des Silvrettamassives überall an dessen Rand auf Trias und Bündnerschiefer überliegen. 1877 fand Teller in den Ostalpen, daß die Bündnerschiefer unter den SE-Rand der Gneise von Ötz und Stubai einstechen. Im Unterengadin und im Gargellental werden die Bündnerschiefer durch große Denudationslücken des überschobenen kristallinen Gebirges wieder sichtbar, und der westliche Überschiebungsrand, die frühere „Aufbruchszone", läßt sich vom Rhätikon auf 70 km bis ins Oberengadin verfolgen. Die Überschiebung holt weit aus und ist durchgehend. Es handelt sich nicht nur um randlich lokale Überwulstung durch ältere autochthone Massen.

Vermöge der ungeheuren Denudation und der damit sich kombinierenden Höhenschwankungen der tektonischen Glieder läßt sich der innere Bau der Alpen direkt beobachten. Die ganzen Deckenpakete schwanken in ihrer Höhe; sie sinken oder steigen in der Längsrichtung der Alpen. Dank diesem Axialgefälle („Pitch") treten sie an der jetzigen Gebirgsoberfläche in Erscheinung. Wo das ganze System hochsteht, wie in den mittleren Schweizeralpen, sind die oberen Decken abgewittert, die unteren entblößt. Dies ist der Fall um die autochthonen Zentralmassive und im nördlichen Tessin. Wo die Decken axial tiefer sinken, wie an den NE- und SW-Enden der Zentralmassive und zwischen denselben, ferner westlich des Thuner-

sees oder gar östlich der Rheinlinie Chur—Bodensee, setzen die höheren Decken im Gebirgskörper in der Richtung des Einsinkens sukzessive ein und sind dann in den axialen Senken erhalten, die tieferen dagegen verdeckt. Da sticht mancher „Luftsattel" in seiner streichenden Fortsetzung wieder in den Gebirgskörper hinein. So ist es z. B. Argand möglich geworden, die Profile im Wallis bis zu 10 und 20 km unter der Oberfläche zu zeichnen, deren detaillierte Tiefenstruktur keineswegs bloße Phantasien, sondern notwendige eindeutige, geometrische Konsequenzen von Beobachtungen an der Oberfläche sind. Was jetzt an der Oberfläche entblößt liegt, war alles Berginneres. Ein Bedürfnis nach Bohrlöchern zur Aufklärung besteht deshalb nicht.

Wertvolle Einblicke haben manche Tunnelbauten ergeben, vor allem der Simplontunnel, indem unter dem kristallinen „Massiv" des 3561 m hohen Mte. Leone mehrere Pakete von Trias und jurassischen Bündnerschiefern statt Granit durchstochen wurden, so daß dort jetzt die verzweigten Tauchdecken von Gneis mit mesozoischen Muldenausfüllungen von oben und unten festgestellt sind (Figur in Abschn. E). Der Tasna-Tunnel im Unterengadin beginnt unterhalb Ardez im Tasnagranit und durchstößt dann eine flache Rutschfläche und unterliegend ausschließlich verworren gefältelten Bündnerschiefer. Ähnlich geht der weiter talaufwärts folgende Magnacuntunnel unter dem „Grundgebirge" durch Bündnerschiefer, der allerdings schon vor dem Tunnelbau in Erosionsfenstern und am Innbord festgestellt werden konnte.

Diese Beispiele mögen vorläufig genügen, um zu zeigen, daß in großer Verbreitung und Ausdehnung in den Alpen ganze Gebirgsmassen aus älteren Gesteinen, vielfach nach N konvexe Gewölbeumbiegungen enthaltend, auf jüngeren Gesteinen aufliegen, ohne daß eine Wurzel direkt nach der Tiefe vorhanden wäre. In vielen Fällen liegt zwischen dem überschobenen Gebirge und der Unterlage eine verkehrte reduzierte Schichtfolge, in anderen stoßen die ältesten mit den überliegenden jüngsten Schichten an einer scharf ausgeprägten Rutschfläche oder Rutschzone zusammen. Die Wurzel des überfalteten oder überschobenen Gebirges muß in größerer Entfernung liegen.

Für die überschobenen älteren Massen sind folgende Bezeichnungen gebräuchlich geworden: Nappe de recouvrement, nappe, nappe charriée, lambeau de recouvrement (für kleinere Teile), overthrust, Überfaltungsdecke, Decke, Faltendecke, Deckscholle, Deckfalte, Schubfalte, Überschiebungsdecke. Am besten wäre wohl die noch wenig gebrauchte Bezeichnung Schubdecke. Den Vorgang der Schubdeckenbildung bezeichnet man als chevauchement, charriage, slittamento, overthrust, Überschiebung, Überfaltung. Durch Erosion abgetrennte Stücke von Schubdecken nennt man Überschiebungsklippe oder Schubklippe, kurz „Klippe", wobei der ursprüngliche Sinn einer autochthonen Brandungsklippe gar nicht mehr in Frage kommt. Das Gegenteil davon, ein Erosionsloch in einer Schubdecke, in dem die jüngere Unterlage zum Vorschein kommt, heißt Fenster.

Bei manchen Schubdecken läßt sich an Hand der Stirnumbiegungen, der Wurzel, der noch teilweise vorhandenen reduzierten verkehrten Schichtfolge an der Unterlage und den seitlichen Übergängen in normale Falten direkt feststellen, daß es sich

um übertriebene Falten handelt wie in der Brandungszone des Juragebirges (Glarnerdecke, Diablerets—Wildhorndecken, penninische Decken).

Eine Schubdecke kann mit ihrer Stirn an einer vorgelagerten Schwelle aufbranden oder sich in die Tiefe senken: Tauchen. Sie kann im Gewölbeschenkel einfach oder sekundär samt ihrer Schubfläche gefaltet sein, oder sie ist in der Stirnregion in einzelne Teile gegliedert, die man als Zweigdecken oder Teildecken zum Unterschied von der Stammdecke bezeichnet. Oft liegt eine Schubdecke ringsum durch Erosion abgetrennt (z. B. Dent Blanche-Decke). Es gibt aber auch solche, bei welchen der Zusammenhang fast oder ganz lückenlos

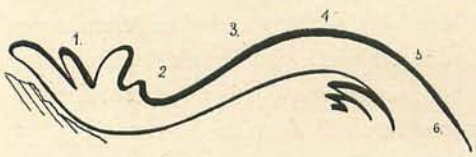



Fig. 8. 1. Stirnregion mit Teilung, Aufbrandung und Fächerstellung, 2 = Senkungszone, 3 = Deckenrücken, 4 = Deckenscheitel, 5 = Aufstiegzone, 6 = Wurzelzone.

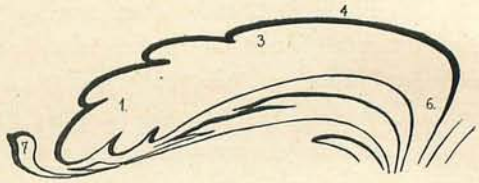



Fig. 9. Stirnregion tauchend in Lappen geteilt, 6 = Wurzelzone mit Fächerstellung, 7 = vorgeschürfte Stirn (Schürfling) einer älteren unterliegenden Deckfalte.

von der Stirn der Decke über den Deckenrücken oft mit Rückeneinsenkung, dann mit Deckenscheitel bis in die Wurzel noch vorhanden ist. Die flachen oder vielfach gefalteten Decken biegen dann dort gegen S meistens steiler, oft rückgestülpt zur Tiefe. Wo eine Wurzel auffindbar ist, liegt sie stets auf der S-Seite. Die helvetischen Decken im Glarnerland sind in ihrem allerdings etwas zerfetzten Verrucanokern vom Walensee bis in ihre Wurzel im Vorderrheintal zu verfolgen (Tafel XVIII, Profil 1 und 2). Die äquivalenten Decken von Wildhorn, Diablerets, Dents de Morcles hängen gegen S noch mit ihren Wurzeln im Rhonetal zusammen; die Mte. Rosadecke ist ununterbrochen mit ihrem steil hinabstechenden, dünn gequetschten Wurzelstiel verbunden. Die Wurzeln höherer, abgetrennter Decken sind weiter am Alpeninnenrand zu suchen.

Abgescherte, von andern Schubmassen eingedeckte und wieder durch Erosion geöffnete Wurzelteile nennt man Narben. Durch Stauung an vor- und unterliegenden Widerständen oder durch Wurzelverquetschungen können Fächer (éventails) entstehen, die ein autochthones Gebirgsstück vortäuschen. Durch das Vordringen einer




Fig. 10. Decke 1 ist eingewickelt durch Decke 2.

Schubdecke können als durch einen „traineau écraseur" (Termier) von der Unterlage Fetzen oder ganze tiefere Decken passiv mitgerissen und verschleppt, ja vor

der überfahrenden Deckenstirn wie der Schnee vor dem Pfluge hergestoßen werden. Daraus entstehen die „lames charriées", écailles, Schürfschuppen, Schuppen, Schürflinge (7 in Fig. 9).

Rückt eine tiefere Decke rascher vor als die hangende, so wird die letztere um die Stirn der ersteren herum eingewickelt, und es entsteht eine inverse Reihenfolge der Deckenübereinanderlagerung (Fig. 10). Allen diesen Erscheinungen werden wir im speziellen Teil wieder begegnen.

## 2. Fazieserscheinungen.

In den jetzigen Meeren bilden sich gleichzeitig Absätze verschiedener Art je nach der Tiefe und der Entfernung von der Küste (Uferbildungen mit Konglomeraten und Muschelsandsteinen, Muschelbänke, Korallenbänke, Schwammbänke, Echinodermenkalke, Foraminiferenkalke, Tiefmeerbildungen mit versteinerungsarmen Tonen, Radiolarienhornstein usw.). Dazu kommen Differenzen nach Becken (tiergeographischen Bezirken). Auf dem Festland bilden sich gleichzeitig Sande, Kiesanschwemmungen oder Kohlen und Kalke in Süßwassersümpfen. Die ursprünglichen Eigenschaften der Sedimentgesteine, die von den lokalen Bildungsbedingungen abhängen, nennt man Fazies. Die alten Sedimente zeigen die gleichen Fazieserscheinungen wie die Absätze der Gegenwart. Bei normalem Zusammenhang führt stets ein Faziestypus durch Übergänge zum andern. Es kann z. B. niemals ein roter Radiolarienhornstein in unmittelbarer Nähe eines Ufersandes mit Austern entstanden sein.

Gehen wir in der Längsrichtung der Alpenketten, so finden wir in den Gesteinen einer Kettenzone innerhalb einer bestimmten Altersgruppe der Schichten auf sehr große Distanzen fast keinen oder nur ganz allmählich vermittelten Fazieswechsel.

Gehen wir dagegen quer zu den Ketten, so treffen wir oft von einer Kette zur andern oder sogar innerhalb der gleichen Kette von einer tieferen zu einer höher oben sich wiederholenden Schichtgruppe sehr starken und sprungweisen Fazieswechsel. Auf so geringe Distanz kann sich innerhalb der Schichten gleichen Alters der Fazieswechsel ursprünglich nicht

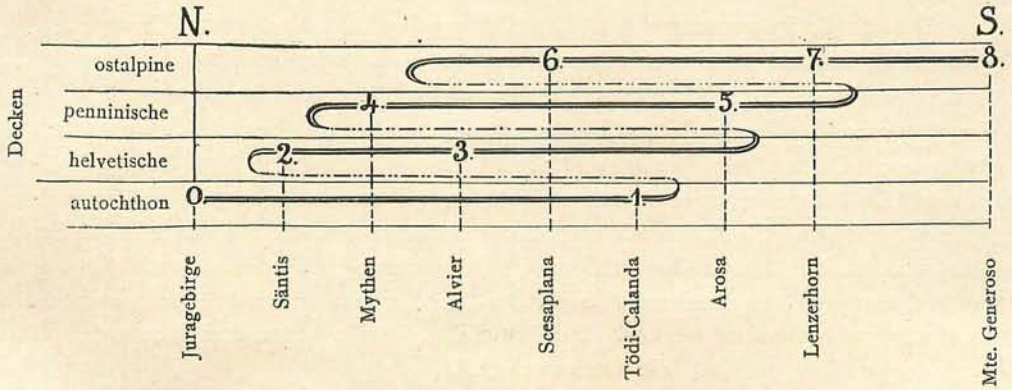



Fig. 11. Schema der verstellten Faziesfolge im Mesozoikum der östlichen Schweizeralpen.

vollzogen haben. Auch wenn wir uns nach der früheren Auffassung mit direkt unten liegenden Wurzeln die Abwicklung der Falten vorstellen, so bleiben die Ent-

fernungen von Stellen verschiedener Fazies noch viel zu eng. Ganz besonders überraschend ist aber die Tatsache, daß die verschiedenen Fazies von den äußeren nach den inneren Ketten der Alpen sich in total verstellter Reihenfolge finden. Wenn wir z. B. die verschiedenen Faziesvorkommnisse der Kreideschichten in der ursprünglichen Reihenfolge ihres Absatzes von N nach S mit 0, 1, 2, 3, 4 usw. bezeichnen, so finden wir jetzt quer durch die östlichen Schweizeralpen von N nach S gehend die Faziesvorkommnisse verstellt in eine Reihe wie: 0, 2, 4, 3, 6, 1, 5, 7, 8 (vergl. Fig. 11).

Schon lange hatten wir uns z. B. darüber gewundert, daß nördlich vom Schächental die Kreideschichten in mariner Entwicklung 600—1000 m mächtig und reich gegliedert sind, aber auf der südlichen Talseite zwischen Jura und Eocän primär vollständig fehlen. Umgekehrt nimmt vom Säntis die Mächtigkeit der Kreide nach S zu, und gelangt man zu Absätzen des tieferen Meeres. An der N-Seite des Klausenpasses bilden Lias und Dogger gewaltige Felswände, während nahe gegen S am Tödi bis an den Vorderrhein der Lias vollständig fehlt und der Dogger schmächtig und anders ausgebildet ist. Gleich S des Vorderrheins folgt dann unvermittelt der Bündnerschiefer, indem der Lias als viele hundert Meter mächtige fossilarme Schiefer entwickelt ist, Dogger und Malm aber fehlen. Die gleichen, aber noch verschärften Faziesgegensätze wie beiderseits vom Klausenpaß setzen sich auf der Linie Scheidegg-Grindelwald fort. Auch an der Jungfrau fehlt der Lias; der Dogger ist nur 10—30 m mächtig; der Malm aber bildet mit 600 m Stärke die gewaltigsten Felswände. Diesen unmittelbar vorgelagert, scheinbar darunter, trifft man in der Faulhorngruppe wohlentwickelten ca. 200 m Lias, einen gewaltigen, in viele Abteilungen zerlegbaren Dogger bis 800 m, darüber schwarze Oxfordschiefer, die der Jungfrau fehlen, aber einen nur noch 200 m starken Malmkalk. Nur in ursprünglich großer Entfernung könnten so verschiedene Ablagerungen entstanden sein.

Daß die Trias östlich des Rheines plötzlich in über 2000 m mächtiger ostalpiner Fazies auftritt, war bei der geringen Entfernung von der schwach und ganz anders entwickelten helvetischen Trias und dem Fehlen jedes Überganges unverständlich.

Die Klippen am Vierwaldstättersee waren nach ihrer Ausbildung von Trias, Jura und Kreide unerklärliche Fremdlinge in ihrer Umgebung. Das Rätsel wurde um so größer, als sich viele Anklänge an die südalpine Ausbildung herausstellten. Die Stockhornzone und die Préalpes der Westschweiz sind ein ganzes Gebirge mit vielen Ketten und Falten, dessen Sedimente ebenso unter andern Meeresbedingungen und sogar zum Teil in andern Becken abgelagert worden sind, als die sich dahinter zusammenhängend fortsetzende, sogen. helvetische Kalkalpenzone. Es paßt nach seiner Fazies keineswegs zwischen Hochalpen und Juragebirge hinein, wo es heute steht. Dagegen schließt sich die hohe helvetische Kalkalpenzone faziell am nächsten dem Juragebirge an.

Solange die Faltenwurzeln in nächster Nähe gedacht wurden, waren diese sprunghaften Fazieswechsel und verstellten Faziesfolgen ein ungelöstes Rätsel, über das auch die Annahme der Ablagerung in ehemaligen Fjorden nicht hinweghalf. Sobald wir aber Fernüberschiebungen aus S anerkennen, löst sich das ganze Chaos der Faziesentwicklung zu harmonischem Zusammenhang. Die Überschiebungen haben südlicheres um 10 und bis 100 km über nördlicheres gestoßen. Die Tektonik mag komplizierter erscheinen; um so viel einfacher aber wird das Verständnis der Stratigraphie. Wir können jetzt die in der Ausbildung der Sedimente so verschiedenen Glieder der Alpen in ihre ursprüngliche Anordnung im Geiste zurückversetzt denken. Die Tektonik erklärt uns den Faziesverband, und die Fazieswechsel erweisen die Deckentektonik.

Ein großer Faziesunterschied zwischen zwei Gebirgsteilen beweist an und für sich erst, daß beide ursprünglich weit voneinander entfernt lagen; die obere Decke könnte also auch von N geschoben sein. Die Art und Weise der Faziesveränderung innerhalb des Deckenverbandes beweist aber eindeutig,

daß die obere Decke weiter südlich wurzelt. Dies konnte bis in alle Einzelheiten in den helvetischen Decken der nördlichen Schweiz nachgewiesen werden. Die eingehendsten Untersuchungen hierüber sind in den verschiedenen Arbeiten von Arnold Heim niedergelegt (besonders Monographie der Churfirsten—Mattstockgruppe, „Beiträge" n. F. Lfg. 20, 1910—1917). Es ergibt sich jeweilen, daß bei jeder bestimmten Schichtstufe die Fazies vom südlichen Ende einer Schubdecke an diejenige des nördlichen Stirnrandes der nächsthöheren Decke anschließt, und daß innerhalb der einzelnen Decken von N nach S die allmähliche Veränderung der Fazies gleichsinnig gerichtet ist wie von den tieferen nach den höheren Decken (Fig. 12).

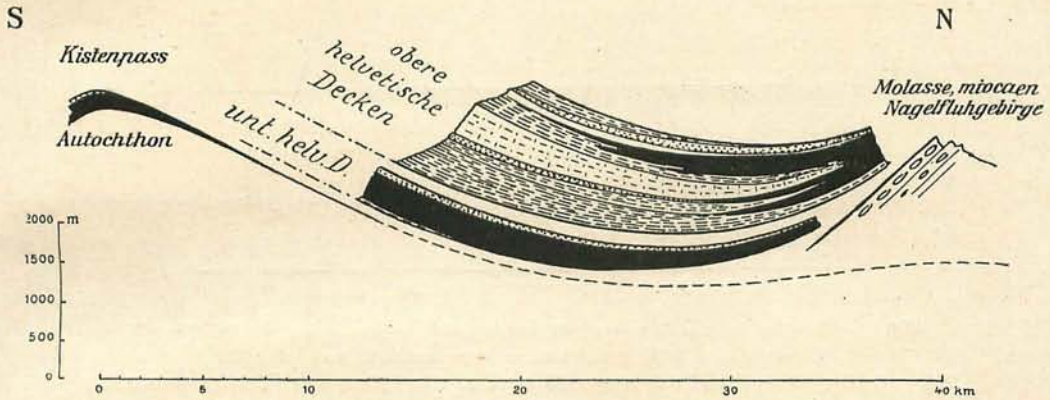



Fig. 12. Faziestektonisches Profilschema durch die Kreide der östlichen Schweizeralpen, nach Arnold Heim.
schwarz = Kalksteine in Urgonfazies; gestrichelt = Mergel; punktiert = chemische Kalkabsätze, bathyale Fazies (Diphyoideskalk, Seewerkalk).

Die ursprüngliche Faziesfolge wiederherzustellen erfordert, daß wir die jeweilen höheren Decken südlich an die tieferen ansetzen (Fig. 13). In Übereinstimmung mit der Tektonik beweist also auch die stratigraphische Untersuchung den Deckenbau mit Bewegung aus S, die höheren Decken stets weiter im S wurzelnd. Untersuchungen von Arbenz, Tobler, Buxtorf und andern haben Analoges ergeben.

Auch in den Gebieten der deckenförmigen Zentralmassive ist das Faziesgesetz des Deckenbaues in ähnlicher Weise ausgesprochen wie bei den Decken aus jüngeren Sedimenten, indem auch hier in fortgesetzter Streichrichtung der Alpen aufeinanderfolgende Zentralmassive einander petrographisch ähnlich sind (Mt. Blanc mit Aarmassiv, Simplon mit Adula, Mte. Rosa mit Tambo-Suretta, Dent Blanche mit Margna usw.), während ungleichen Zonen angehörende oder durch zwischenliegende Sedimentplatten getrennte, übereinanderliegende Zentralmassive größere Unterschiede zeigen (Simplon zu Dent Blanche, Adula zu Suretta oder zu Silvretta und wiederum sehr abweichend: Berninamassiv). Freilich, entsprechend ihrer Entstehungsart, ist im Gebiete der kristallinen Silikatgesteine mehr unregelmäßiger Wechsel, besonders bei den Eruptiva, vorhanden. Gleiche Regionalmetamorphose gleicher paläozoischer Sedimente

hat am ehesten noch auf größere Distanz vergleichbare Gesteine ergeben. Zur Bestimmung der Aufeinanderfolge der kristallinen Decken und ihren Beziehungen gegen die Stirn- und Wurzelregionen sind stets die eingeklemmten Sedimente oder noch auf-

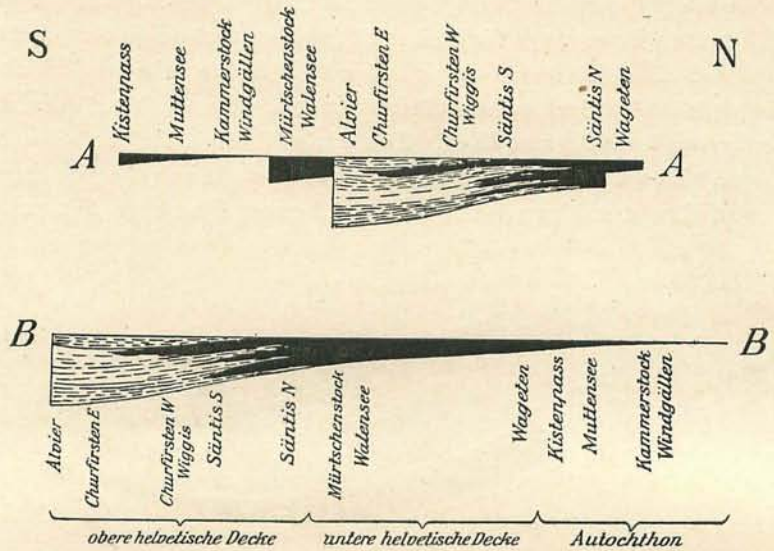



Fig. 13. Schematische Darstellung der Fazies- und Mächtigkeitsveränderungen der Kreide in den östlichen Schweizeralpen, nach Arnold Heim.
AA = Jetzige Nebeneinanderlagerung; BB = Nach Abwicklung der Überfaltungsdecken.

sitzende Relikte von mesozoischen Sedimenten neben dem direkten Zusammenhang maßgebender als die Fazies der kristallinen Gesteine.

Babbaye und John Herschel sprachen schon 1833—1838 von ungewöhnlicher Mächtigkeit der Sedimente in Gebirgsregionen. 1859 hatte James Hall mit Bestimmtheit darauf hingewiesen, daß die gefalteten Regionen der Erdrinde mit den Zonen maximaler Mächtigkeit der Sedimente zusammenfallen. 1875 brachte Dana diese Tatsache in Verbindung mit den großen Meertiefen, welche den Gebirgsrändern der Kontinente entlanglaufen, und schuf dafür das Wort „Geosynklinale". Die kristalline Unterlage dieser „Geosynklinalen" sollte dann durch ihre tiefe Lage erweicht werden, so daß der Tangentialdruck hier den Widerstand am leichtesten überwinden und Auffaltung erzeugen konnte. Die Lehre der Geosynklinalen ist sodann besonders von E. Haug noch weiter ausgebildet worden.

Für eine Mehrheit von Sedimenten der Alpen, besonders für Eocän, Kreide, Jura und Trias, läßt sich zeigen, daß von N her kommend ihre Fazies, von kleineren Schwankungen abgesehen, um so pelagischer und tiefmeerischer wird, je mehr wir uns den Alpen nähern oder je weiter wir in ihr Inneres, für einige Schichtgruppen sogar bis zu ihrem S-Rande vordringen. Die Alpen sind also auf einer Zone entstanden, welche einer „Geosynklinale" (Dana), d. i. einer Tiefmeerzone entspricht, welche sich zwischen älteren Kontinentschollen durchzog. Dies ist die Ablagerungszone des einstigen größeren Mittelmeeres, der „Thetys" (Sueß). Dementsprechend erstreckten sich die Zonen gleicher Fazies in unserm Lande schon ursprünglich meistens mehr oder weniger von WSW nach ENE und zeigten in der Richtung N-S die stärksten Veränderungen. Die Isopen, die Linien gleicher Fazies, verlaufen annähernd im Streichen der Alpen. Durch den Zusammenschub in S-N-Richtung

sind die S-N-Distanzen auf etwa $^1/_3$ oder $^1/_4$ verkleinert worden, die WSW-ENE-Entfernungen aber unverändert geblieben. Die ursprüngliche Anordnung der Fazies in WSW-ENE laufende, relativ schmale Zonen wurde dadurch in ihrer topographischen Ausprägung durch die Faltung wesentlich verschärft, so daß notwendig die tektonischen Zonen zugleich zu Fazieszonen werden mußten. Geradezu erstaunlich ist in den Alpen die oft große Konstanz der Fazies innerhalb der gleichen Decke oder Deckengruppe auf enorme Erstreckung (Hunderte von Kilometern) in der Längsrichtung, im Gegensatz zum raschen, oft sprungweisen Wechsel von einer Decke zur andern innerhalb eines gleichen Querprofiles.

### 3. Weitere Erscheinungen der Decken.

Eine Zeitlang wurde von einigen Geologen, anlehnend an Studer, die Wurzel der „Klippen" in einem versunkenen und überschobenen „vindelicischen" Gebirge gesucht. Rothpletz, B. Willis, Mylius u. a. haben Überschiebungen wechselnder Richtung angenommen. Für die ausnahmslos südliche Herkunft der Decken sind die folgenden der gewonnenen Ergebnisse beweisend: 1. Die Decken haben südlichere Fazies als ihre Unterlage; 2. innerhalb einer Decke ist von N nach S die Faziesveränderung gleichsinnig gerichtet wie von den tieferen nach den höheren Decken; 3. die stratigraphische Ausbildung an der Stirn einer Decke schließt an den südlichen Teil der nächst tieferen Decke an; 4. liegende Gewölbeumbiegungen wenden ihr Knie gegen N, Muldenumbiegungen gegen S, Ausnahmen erwiesen sich als Rückfaltungen; 5. wo der Zusammenhang mit der Wurzel erhalten ist, findet sich dieselbe im S; 6. die höhere Decke wurzelt stets weiter südlich; 7. wenn eine Mehrzahl liegender Deckfalten von S nach N überschoben sind, so sind zwischenliegende Ausnahmen mit umgekehrter Bewegungsrichtung mechanisch sehr unwahrscheinlich. Die Richtung der großen S-N-Bewegung muß alles harmonisch beherrschen; gegen den Strom zu schwimmen war für einzelne zwischenliegende Gebirgsteile unmöglich.

Alle Decken haben — wenn sie nicht nachträglich wieder gefaltet sind — mehr oder weniger glatt geschliffene, gestreckte Unterlage, dagegen gefalteten Gewölbeteil. Verkehrte, verschürfte Mittelschenkel sind oft auf weite Erstreckungen zu finden; manchmal setzen sie völlig aus. Bald ist es der weiche Flyschschiefer, bald der ähnliche Bündnerschiefer, die wie ein weiches Schmiermittel dazwischen liegen und die Bewegung der steiferen Massen übereinander erleichtert haben, wobei diese beiden, am meisten leidenden Schichtmassen in ungeheuerlicher Art verschuppt, verfaltet und verknetet worden sind. Decken, Teildecken oder Faltenlappen und Schuppen lösen sich stellvertretend ab, vereinigen sich oder teilen sich wieder, eine sich über oder unter die andere schiebend.

Die Deckenmassive auf der Innenseite der autochthonen Zentralmassive sind die größten tektonischen Glieder der Alpen. Sie sind viel gewaltiger als die helvetischen Decken an der N-Seite der autochthonen Zentralmassive. Die letzteren sind nur die Schwellen, an welchen sich die inneren Decken gestaut und über welche sie ihre oberen mesozoischen und tertiären Hüllen überbranden ließen. Mit gewissen Modifikationen lassen sich die Deckenmassive in der Längsrichtung von

den Schweizeralpen aus gegen E bis Wien und in die Karpathen und gegen SW bis ans Mittelmeer verfolgen.

Im südlichsten Teil einer Decke finden wir ihre tiefsten, ältesten Glieder, während die obersten, höheren dort fehlen. Je weiter wir innerhalb einer Decke gegen N gehen, um so mehr bleiben die stratigraphisch tieferen Glieder derselben, oft mit schönen, nördlich gewendeten Umbiegungsknien endigend, zurück; die jüngeren oberen Glieder setzen sich fort oder stellen sich erst noch ein. Die jüngsten Schichten des Deckengebietes umfalten die nördlichste Stirn der Decke (Fig. 14).

N. S.



Fig. 14. Schema einer Deckfalte unter Zurückbleiben der Kerne.

Neben den Falten finden sich besonders in den äußeren höheren Decken schwarmweise steile Brüche, welche quer oder schief die Ketten und Falten zerstückeln. Die Rutschstreifen an denselben verlaufen fast immer annähernd horizontal, und die beidseitigen Gebirgsteile sind gegeneinander vorherrschend horizontal verschoben. Diese Brüche greifen nicht in die tieferen Decken hinab. Sie sind zum Teil dadurch entstanden, daß die vorrückenden Decken über unebene Unterlagen geschoben und dadurch auf ungleiche Widerstände des Vorlandes gestoßen sind, oder es hat Streckung durch Ausbiegung der Ketten gewirkt. Auch alle diese Transversalbrüche („Blätter", Sueß) sind Resultate des Horizontalschubes. Sie dürfen nicht mit den echten Verwerfungen verwechselt werden, welche primäre Vertikalbewegungen in der Erdrinde darstellen. Zweifellose Fälle echter Verwerfungen sind in den schweizerischen Alpen vom Nordrand bis zur Wurzelregion nicht entdeckt worden. Alle Dislokationen in den Alpen, die Falten wie diese Transversalbrüche, sind die Erzeugnisse der Horizontalbewegung in der Erdrinde.

Gefaltete Falten, Einwicklung. An den Beispielen von Axenmättli (Tafel XVIII Profil 4) und Brigelserhörnern hatte Alb. Heim festgestellt, daß Falten nochmals gefaltet und dadurch ineinander eingewickelt werden können. Die Erscheinung der „gefalteten Falte" ist seither in allen Dimensionen und Formen von vielen Beobachtern an vielen Stellen gefunden worden. Häufig ist nur der Gewölbeschenkel einer Schubdecke wieder gefaltet. Es kann aber auch die ganze Falte, oder es können mehrere Überschiebungspakete mitsamt den Überschiebungsflächen miteinander verfaltet werden, so daß eine wirkliche Einwicklung stattfindet und lokal verkehrte Übereinanderfolge der Decken entsteht. Nach heutigen Beobachtungen können wir unterscheiden: 1. Vorher parallel aufeinandergeschobene Gebirgsglieder werden später nochmals miteinander gefaltet (Fig. 15, 1). 2. Eine

tiefere Decke dringt von unten in eine schon darüberliegende Decke ein; dadurch wird die letztere um die Stirn der ersteren gebogen und bei weiterem Vorrücken unter die tiefere hineingewickelt (Fig. 15, 2). 3. Eine höhere Decke drückt sich in eine unterliegende ein, so daß diese über die höhere zurückgestülpt wird (Fig. 15, 3). Lugeon hat die Decke der „préalpes internes" (Cephalopoden-Neocom der Bonvin-Plainemortedecke) in und unter die helvetischen Decken (Diablerets- und Wildhorndecke) eingewickelt gefunden. Die großartigste der heute anerkannten Einwicklungen im Sedimentgebirge mit über 35 km Profilbreite ist wohl diejenige des Wildflysches unter dem Glarner Verrucano (Arnold Heim, „Beiträge" n. F. Lfg. 31, 1911). Diese Einwicklung ist äquivalent der vorher genannten. Ausgedehnte Einwicklungen haben an der S-Seite des Unterengadin (Silvretta unter Campodecke, R. Staub), im Rhätikon (D. Trümpy) und vor allem im Gebiete der penninischen Decken (Argand) stattgefunden.




Fig. 15.
Schemata von Deckeneinwicklungen.

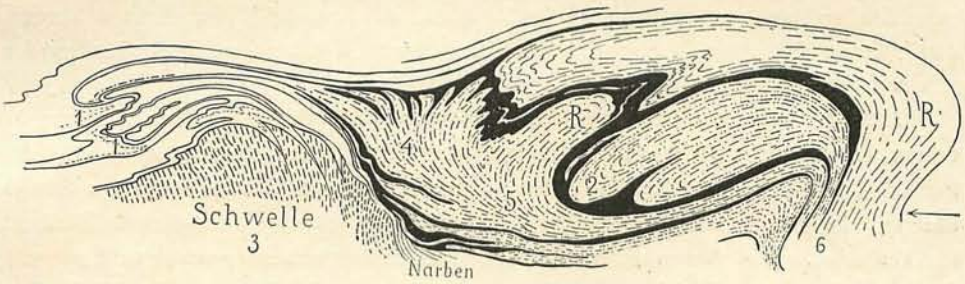



Fig. 16. Schematisches Querprofil aus den westlichen Alpen nach Argand.
Deckeneinwicklungen: 1 tiefere D. in höhere eingedrungen, 2 höhere D. in tiefere eingedrungen. Fächer: 3 autochthoner Massivfächer, 4 Rückstauungsfächer, 5 Rückfaltungsfächer, 6 Wurzelfächer, R = Rückfaltungen.

## Harmonie der Bewegungen.

So grenzenlos verwickelt der Bau der Alpen im einzelnen ist, so stehen sie doch heute als eine gewaltige harmonische Einheit vor uns. Harmonisch liegen die Falten nach N über, und zwar die viele Kilometer weit ausholenden Deckfalten oder Überschiebungen wie die zahllosen kleineren, sekundären Falten ihrer Gewölbeschenkel, ihrer Muldenschenkel oder ihrer in viele Schuppen geteilten Stirn. Harmonisch sind die Schichtreihen der Gewölbeschenkel und Muldenschenkel voller entwickelt oder gar gestaut, das nach N gewendete Gewölbeknie verdickt, die Mittelschenkel aber reduziert, in Linsen zerrissen oder zur bloßen Überschiebungsfläche geworden. Und wo die Gewölbe oder Deckenstirnen nach S überliegen, so ist es eine Rückstülpung vor einem Hindernis. In harmonischer Anlagerung stoßen Hunderte von Gebirgsschuppen übereinander. Alle im Streichen abweichenden Falten sind nur durch lokale Ungleichheiten der Bewegung oder der Widerstände verursacht und stören die Bewegungsharmonie des Ganzen nicht. Die

tieferen Decken sind sogar ausgequetscht und völlig verschürft durch die darübergehenden höheren Deckfalten und dadurch viele Gebirgsglieder in „Mylonite" umgewandelt. Endlich sind nicht selten zuerst fertige höhere Deckfalten unter nachfolgende tiefere eingewickelt worden, oder ganze Pakete liegender Falten sind weiter in Wiederholung der gleichen Harmonie zusammengeschoben und abermals verfaltet worden, als wären sie eine ursprüngliche normale Schichtfolge. Hand in Hand mit der Bewegung geht eine Dislokationsmetamorphose, die zunächst nur die Textur, mit größerer Tiefe ihrer Geburtsstätte aber auch Struktur und Mineralisation betrifft.

Die Alpen sind eine Region ungeheurer Zerknitterung in der Erdrinde in allen Größen, von den Überschiebungen, die ganze Gebirgsmassen 50 bis über 100 km übereinander verstellt haben, von den Gewölben, die himmelhohe Berge auftürmen, bis zu den Gesteinsumformungen, die wir erst unter dem Mikroskop sehen können. Die großen Schubdecken beherrschen viel mehr, als man früher ahnen konnte, die großen Züge des Alpengebäudes. Die Glarnerfalten sind nicht mehr eine unerhörte Ausnahme, sondern ein besonders schönes Beispiel der Regel. Das ist die Erkenntnis der letzten 25 Jahre. Gewaltig häufen sich ihre Fortschritte. Es werden freilich noch viele Jahre vergehen, bis wir im einzelnen genaue und vollständige Profile durch die ganzen Alpen zeichnen können. Für jedes gelöste Rätsel erscheinen wieder neue. Und von völlig befriedigender mechanischer Erklärung sind wir noch allzu fern.

Immer wieder taucht in meiner Erinnerung das Bild der Alpen auf, wie ich es aus etwa 6000 m Höhe über dem Juragebirge, im Ballon stehend, einst genossen habe. Ihre verschneiten Kämme sahen aus wie schäumende Wellen eines brandenden Meeres, die deutlich sich gegen uns zu bewegen schienen. In diesem Eindruck lag Wahrheit. Die Alpen sind die Wellen einer langsamen, gewaltigen Bewegung der scheinbar festen Erdrinde, die Wellen der Falten, die sich von S nach N überstoßen haben und endlich brandend erstarrt sind — groß für uns und unser Erfassen, klein im Verhältnis zur Mutter Erde, nur die kleinen Runzeln ihres alternden Antlitzes.

### 4. Widerspruch gegen den Deckenbau durch Schub nach N und NW.

Mit unserer Darstellung sind wir nun ganz in die neueste Auffassung der Alpentektonik gekommen. Es ist aber unsere Pflicht, nicht zu verschweigen, daß es noch namhafte Geologen gibt, die den einheitlichen Deckenbau der Alpen nicht anzuerkennen vermögen. Wenn man ihre Darlegungen liest, trifft man fast bei allen auf den mehr oder weniger bewußten Ausgangspunkt ihrer Opposition: Sie können sich die Mechanik der Deckenbildung nicht vorstellen! Aber auch uns gelingt das noch nicht! Die Tatsachen des Deckenbaues liegen so klar, daß nichts anderes übrig bleibt, als uns denselben zu fügen und das wirkliche Verstehen erst zu suchen und abzuwarten. Unter allen Umständen dürfen wir aus unserm menschlich schwachen Nichtverstehen nicht ein Argument gegen die Tatsachen machen.

M. Vacek hat im Jahr 1879 und den folgenden die „Glarner-Doppelfalte", wie damals das erste genauer erkannte Überschiebungsphänomen noch allgemein genannt wurde, heftig angegriffen, und Alb. Heim hat sie kräftig verteidigt. Es entspann sich in ca. 10 Publikationen ein wissen-

schaftliches Turnier. Vacek nahm den Verrucano für völlig autochthon, durch Erosion in lauter Klippen zerlegt, das Ganze dann im Eocänmeer versenkt, die Nummulitengesteine und Fischschiefer nur in Fjorden rings um die Klippen bis zu einem bestimmten Niveau „angelagert". Lochseitenkalk und Flysch unter dem Verrucano hielt er für die normale Schichtreihe, den Flysch für altpaläozoisch. Die ganze Streitfrage: autochthone Anlagerung oder Überschiebung ist eingehend behandelt in „Beiträge" Lfg. 25, 1891, S. 180—202. Ebenso unhaltbar waren die Widersprüche von Pfaff.

Rothpletz hat sich nicht gegen die weiten liegenden Überschiebungen als solche ausgesprochen. Er selbst hat ja mehrere zuerst namhaft gemacht. Der Widerspruch mit ihm bezieht sich nur auf das einzelne der Überschiebungen und besonders darauf, daß er die Überschiebungen von allen Richtungen wechselnd und besonders von E annimmt, während wir im großen wie im kleinen Einheit der Schubrichtung annehmen. Er sieht ein Chaos von Faltungen, Überschiebungen von allen Seiten und vertikale Verwerfungen, die untereinander unabhängig und ungleichzeitig sein sollen. Dieser Tendenz und dem Triebe nach Widerspruch zuliebe werden die einen Tatsachen verleugnet und andere entdeckt. Es hat sich niemand als verpflichtet erachtet, auf Rothpletz' „Alpenforschungen I—III" (1900—1908) eingehend zu antworten, und auch wir müssen sie in Zukunft hier unberücksichtigt lassen.

Bailey Willis (Smithsonian Miscellaneous Collections, February 1912, Report on an Investigation oft the Geological Structure of the Alps) will auf Grund einer Exkursion mit Rothpletz innerhalb der Préalpes ebenso Schübe von N und von S übereinander gehen lassen. Seine Beobachtungsirrtümer hat Lugeon („Beiträge" n. F. Lfg. 30, 1914, S. 20 etc.) namhaft gemacht.

Steinmann hatte 1897 die Überschiebung des ostalpinen über dem helvetischen Gebirge mit zwischenliegender Schuppenzone der Klippen, die er selbst zuerst eingehend verfolgt hatte, für unabhängig von der allgemeinen Dislokationsbewegung, abhängig von der primären Form der Faziesgrenzen und von allen Seiten gegen den inneren „helvetischen" Teil gerichtet, angesehen. Später hat er diesen Standpunkt aufgegeben. Es ist aber interessant, für die Entwicklung der Erkenntnis auch an dieses vorübergehende Stadium der Auffassung zu erinnern.

Noch heute meinen Spitz und Dyhrenfurth („Beiträge" n. F. Lfg. 44 1914), daß in Graubünden ein starker EW-Schub tätig gewesen sei. Ich halte mit R. Staub und D. Trümpy ihre Begründung für unzutreffend. Der nach W gewendete Faltenbogen, auf den sie sich stützen, ist nicht zusammenhängend, nicht durchgehend. Die beobachteten Abweichungen im Faltenstreichen sind bloß die Folge innerer Zerrungen durch ungleiche Stärke der primär einheitlich nach N gerichteten Bewegungen innerhalb der gleichen Decke, und zum Teil die Folge von Axengefällen.

Heritsch (Handbuch der Regionalen Geologie: Die Ostalpen 1915) sucht, sich anlehnend an die Vorgenannten, den Deckenbau abzutun.

Fr. Sacco hat 1913 in einem großen Werke („Les Alpes Occidentales") mit Karten und Profilen Stellung genommen gegen die „exagérations de quelques ultranappistes". Er anerkennt Deckfalten im Prinzip, nimmt solche auch im Gebiet der helvetischen Decken in beschränktem Maße an, verneint aber die Deckenmassive fast ganz und läßt alle kristallinen Gipfel (Dent Blanche, Mte. Rosa usw.) senkrecht unter sich wurzeln. Immer erzählt er nur, wie sich die Dinge in seiner Auffassung verhalten, läßt sich aber auf keinerlei Beweisführung oder Kampf mit seinen Gegnern ein. So vermag das ganze Werk an der „Deckentheorie" nicht zu rütteln.

Rollier müht sich mit Versuchen ab, das abgetane, unter der Molasse verborgene vindelicische Gebirge Studers wieder aufleben zu lassen und aus diesem die Nagelfluh, die Exotica im Flysch und anderes mehr zu erklären. In seiner Genese der Alpen (Actes Soc. Jurass. d'Emulat. 1915) kommen zwar jetzt auch starke Deckenüberschiebungen vor, da sich solche nicht mehr abstreiten lassen. Die gefalteten Sedimente des autochthonen Mantels des Aarmassivs sind aber für ihn durch Schub von N gegen das Massiv gepreßt worden. Die helvetischen Decken werden über die präalpinen gesetzt. Die Klippen seien ins Flyschmeer abgerutschte Erosionsfetzen eines Deckenrandes. Alles wird uneinheitlich und verworren.

Mylius reißt (z. B. in seinem „Profil vom Säntis zu den Bergamaskeralpen"), wie man es sich vor Jahren dachte, die Relikte der Decken auseinander in Pilzfalten mit wechselndem Überschiebungssinn; er ignoriert die Fazieserscheinungen und neueren Spezialuntersuchungen.

Deecke (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1917) sucht mit überquellender Phantasie Zusammenhänge von N unter dem Molasselande durch nach den Alpen und meint, mit diesen Hypothesen den „Auswüchsen der Deckentheorie" entgegentreten zu können.

Adrien Guébhard („Notes de Géophysique" I—XI) spottet der Faltung der Erdrinde und der Schubdecken. Er wühlt in theoretischen Spekulationen auf Grundlage unvollständig bekannter physikalischer Eigenschaften des Stoffes. Wir stehen auf dem Standpunkte, den Guébhard ignoriert: Beobachtung der Tatsachen des Gebirgsbaues — diesen wollen wir erforschen.

Wollten wir die genannten Arbeiten ernst nehmen, so müßten wir jede derselben in einem besonderen Abschnitte behandeln und widerlegen. Von den meisten dieser Kollegen möchten wir wünschen, daß sie sich zuerst in die neuen eingehenden stratigraphischen und tektonischen Detailuntersuchungen mit Spezialkarten einarbeiten und dann einmal ein Stück solchen Gebirges ganz eingehend in großem Maßstabe selbst geologisch kartierten.

## III. Tektonische Gliederung der Alpen.

### A. Autochthones Gebirge.

Als autochthon bezeichnen wir dasjenige Gebirge, das an Ort und Stelle gefaltet, gestaut, gehoben ist ohne weite horizontale Verschiebung. In den Ostalpen fehlen autochthone Massive. Im zentralen Teil gehört hierher das Aarmassiv samt seiner Sedimenthülle (Tödi, Windgälle, Titlis, Wetterhörner, Jungfrau usw.) und das Gotthardmassiv; weiter westlich setzen sie fort in den Massiven der Aiguilles Rouges, der Arpilles und des Mont Blanc samt zugehörigen Sedimentmänteln. Die Reihe setzt nach SW und S fort in den Massiven der Belledonne, Grandes Rousses und des Pelvoux. An ihren Enden tauchen diese autochthonen Gebirgsteile gleich Inseln unter das Deckengebirge; ihre Entblößung entspricht Fenstern in den überflutenden Decken.

Die kristallinen Kernteile, d. h. die Zentralmassive im engern Sinne, sind, ohne sichtbare Falten zu bilden, von steiler Druckschieferung durchsetzt und zeigen hie und da Fächerstellung. Sie lassen die Reste älterer paläozoischer Faltungen erkennen, welche durch zwei Diskordanzen erwiesen sind: a) Diskordanz des oberen Carbon und Perm auf den altkristallinen Schiefern; b) der Trias über allen prätriasischen Gesteinen. Diese paläozoischen Dislokationen gehören den sogen. hercynischen Gebirgen an, wie Harz, Schwarzwald und Vogesen, deren Rümpfe in Europa weit verbreitet sind. Am S-Rand des autochthonen Gebirges verschwinden die genannten Diskordanzen; im anschließenden penninischen Deckengebiet sind sie nicht mehr vorhanden; da herrscht Parallellage vom ältesten Gneis bis zu den jungen Sedimenten. Die hercynische Diskordanz erscheint aber wieder im ursprünglichen S. der penninischen Alpenzone, das ist im ostalpinen und insubrischen Gebirge.

Wie die kristallinen Gesteine denen des Schwarzwaldes entsprechen, so schließen sich auch die Sedimente der autochthonen Zone an diejenigen des Jura an. Das Paläozoikum tritt sehr unregelmäßig auf. Es ist meist zentralmassivisch eingeklemmt. Die Trias ist bei schwacher Ausbildung noch deutlich nach germanischer Art dreiteilig (quarzsandige Basis, dolomitische Mittelpartie, buntmergelige Decke, Spuren von Rhät). Der Lias ist nur im SW stark entwickelt, er fehlt östlich der Blümlisalp

Der Dogger ist wie im Jura auch in den autochthonen Alpen vielfach tonig, eisenschüssig, sandig, der Malm erreicht als „Hochgebirgskalk" 600 m Mächtigkeit. Wie im Jura ist auch hier die Kreide oft aberodiert, und eocänes Bohnerz greift in die karrigen Oberflächen des Malm. Über Nummulitenkalken und Sandsteinen folgt mächtiger Flysch. Alles in die ursprüngliche Lage zurückversetzt gedacht, ist die autochthone Zone die nördlichste der Alpen.

Als parautochthon bezeichnet man nach Arnold Heim diejenigen deckenförmigen Falten und Schuppen, die nach Fazies und Tektonik unmittelbar mit dem autochthonen Massivmantel verknüpft oder von dort durch höhere Decken abgerissen und passiv verschleppt worden sind, nicht aber erst von dessen S-Seite stammen. Beispiele: Calanda-Drachenberg, Griesstock am Klausenpaß, Dolden- und Balmhorn, Tour Sallière, Buet.

## B. Deckengebirge.

Nach der Lage der Wurzeln hat Lugeon 1901 unterschieden „Nappes à racines externes" und „Nappes à racines internes". Die „äußeren Wurzeln", bezw. deren Narben, liegen im Rhein-Rhone-Tal, auf der S-Seite des Aar-Mont-Blanc-Massivs; es sind die Wurzeln der helvetischen Decken. Die „inneren Wurzeln" liegen auf der S-Seite der Alpen und bilden dort ein förmliches Wurzelland. Aus ihnen quellen das penninische und das ostalpine Deckensystem. Es ergibt sich hieraus in der Reihenfolge der Wurzeln von N nach S folgende Einteilung.

### 1. Das System der helvetischen Decken.

Die Hauptentfaltung erreichen die helvetischen Decken auf der N-Seite des Aarmassivs, wo sie in verschiedenen Schubmassen mit Teildecken übereinander liegen und gefaltet sind. Ihnen gehört der über die Molasse vorgestoßene N-Rand der Alpen an, der von der Rhone bis zur Aare in Schürflingen, von der Aare bis an die Iller in prachtvollen Gebirgszonen entwickelt ist. Die westlichen Hochalpen Diablerets-Wildhorn, die Alpen am Vierwaldstättersee, die Glarneralpen bis in den Säntis und Vorarlberg sind helvetisches Deckengebirge. Die Wurzeln sind im östlichen Teile meistens abgeschürft und von höheren Deckenteilen überschoben. Westlich des Aarmassives dagegen ist der Zusammenhang vielfach von der Deckenstirn durch den Rücken bis in die Wurzeln im Rhonetal erhalten (Diableretsdecke, Wildhorndecke). Die Schichtfolge unterscheidet sich von der autochthonen durch mächtigere Entwicklung und reichere Gliederung der Kreide, teilweise auch des Doggers und Lias. Dazu kommt im E eine gewaltige Ausbildung des Perm.

### 2. Das System der penninischen Decken.

Als „lepontinische Decken" faßte E. Sueß die Decken der Waadtländeralpen und Klippen, der Bündner „Aufbruchszone" und des Tessin bis zur Suretta zusammen. Die neueren Untersuchungen haben nun ergeben, daß hierin zwei Hauptdeckenkomplexe verschiedener Art vereinigt sind, so daß der Name, wie Sueß selbst vorausgesehen hat, verlassen werden muß. Nach dem Vorgang von Argand bezeichnet man nun allgemein das tiefere System nach den penninischen Alpen (= Walliser Alpen vom Simplon bis Val Ferret und von der Rhone bis an die Dora baltea) als penninische Decken.

Die penninischen Decken stoßen mit ihren Stirnen an den S-Rand der autochthonen Massive oder haben diese stellenweise überholt (Niesen). Ihre Wurzeln, teilweise zu Rudimenten verquetscht und rückgestülpt, findet man in der Zone Sesia-Bellinzona-Novate. Die Breite der penninischen Deckenzone beträgt 30—70 km, und ihr Volumen ist so gewaltig, daß die helvetischen Decken dagegen nur wie die vor den penninischen Massen hergeschobenen Schürflinge erscheinen. Die Faltennatur ist vollständig erhalten. Die Stirnen sind aber an der vorliegenden Schwelle verstaucht, verschuppt, zum Teil fächerförmig zurückgestülpt (Fig. 16). Auf dem kristallinen Kerne der St. Bernhardsdecke folgt konkordant mächtiges Carbon mit Anthracitflözen, dann auch auf allen übrigen eine der helvetischen fast gleiche Trias, bestehend aus Quarzit, schwach entwickeltem, fossilleerem Dolomit und wenig Quartenschiefer, darüber in sehr großer Mächtigkeit die Bündnerschiefer oder „Schistes lustrés", das Charakteristikum der penninischen Zone. Diese sind sicher zum großen Teil Lias, doch kann gegen W noch Trias darin vertreten sein. Der Bündnerschiefer enthält in manchen Regionen massenhaft „pietre verdi", d. h. Grünsteine, basische, niemals saure, ophiolitische Eruptiva. Die großen Bündnerschiefer-Grünstein-Gebiete sind die aus den ursprünglich südlicheren Zonen des penninischen Gebietes stammenden und dann zusammengestoßenen Muldenkerne zwischen den penninischen Gneisdecken. Jüngere mesozoische Schichtglieder (Dogger, Malm) sind nur rudimentär vertreten, dann folgt mächtiger Eocänflysch.

Nach Argand, ergänzt durch R. Staub, werden die penninischen Decken von unten nach oben, bezw. von den nördlicheren nach den südlicheren Wurzeln wie folgt numeriert: I. Antigorio—Sobrio, II. Lebendun, III. Monte Leone und IV. St. Bernhard—Adula, V. Monte Rosa—Tambo-Suretta, VI. Dent Blanche—Margna.

Nach SW setzen sich die penninischen Decken vom Wallis bis nach Savona am Mittelmeer fort, während sie gegen E an der E-Seite des Oberhalbsteinertales unter das ostalpine Deckensystem sinken. Am weitesten östlich greifen sie am Lago di Poschiavo, wo ihre scharfe Aufbiegung zwischen Wurzelstiel und nördlich sinkender Decke östlich unter das Ostalpine taucht (R. Staub).

### 3. Das System der ostalpinen Decken.

Die ostalpinen Decken sind die obersten und größten der Alpen, und unter ihnen wiederum ist die oberste, die Silvrettadecke, die gewaltigste. Von der Wurzel im Veltlin bis zu ihrer Stirn im Montafon ist sie in gerader Linie 110 km breit!

Das ostalpine Deckensystem bildet den größten Teil der Ostalpen und reicht von dort her in die Schweiz herein bis zur alten Rheinlinie Oberhalbstein—Bodensee, von wo gegen W die ganze Deckenmasse infolge axialer Erhebung abgewittert ist. Dieser Erosionsrand der ostalpinen Decken mit seinen verschürften unterliegenden Eruptivgesteinen wurde früher als „Aufbruchszone" bezeichnet.

Der ursprüngliche Stirnrand des ostalpinen Bogens mag sich ungefähr von Feldkirch diagonal über die zentralen Schweizeralpen bis zu seinem Ende bei Ivrea-Lanzo erstreckt haben. Die geologische Grenze der heutigen Ost- und Westalpen ist nichts anderes als der Abwitterungsrand der ostalpinen auf den helvetischen und penninischen Decken.

Nach R. Staub („Beiträge" n. F. Liefg. 76, 1916) zerfällt das ostalpine Deckensystem in zwei große Unterabteilungen:

a) Die unterostalpinen Decken.

Östlich der Rheinlinie: Diese sind im Engadin am klarsten zu verfolgen und am eingehendsten studiert. Von unten nach oben folgen Err-Selladecke, Berninadecke, Languarddecke und Campodecke. Eine jede dieser Decken besteht aus einer mächtigen Masse kristalliner Gesteine und ist von der nächstfolgenden durch Trias- und Jurasedimente getrennt. Die Wurzeln der unterostalpinen Decken sind ebenso verquetscht und rückgestülpt wie die penninischen und schließen sich diesen direkt südlich an (Zone Ivrea-Bellinzona-Veltlin).

Die Schichtfolge ist äußerst wechselvoll. Die Err-Selladecke schließt sich faziell den penninischen Decken an. Konglomeratisches Perm setzt in den unterostalpinen Decken wieder ein und reicht bis ins Arosergebirge, in den oberostalpinen bis ins Vorarlberg. Nach oben im Deckenverband, d. i. nach S im abgewickelten System, schwillt die Trias gewaltig an, bis sie in der Campodecke den echt S-E-alpinen Typus erreicht. Der Bündnerschiefer macht dem Allgäuschiefer Platz. Daneben werden für Lias in den höheren Teilen bezeichnend, wenn auch nicht überall entwickelt, rote fossilreiche Transgressionsbreccien vom Typus Arzo, Steinsberg, Hierlatz auf Erosionsfläche der Trias. Der Malm bildet roten Radiolarien-Hornstein.

Westlich der Rheinlinie: Anschließend an die „Aufbruchszone" im Rhätikon folgen die „Klippen" und die Stockhornzone mit den Préalpes vaudoises und den Chablaisbergen. Sie sind nach den heutigen Anschauungen die von ihren kristallinen Kernteilen abgetrennten und auf dem Rücken der penninischen und helvetischen Decken nach N verschleppten Sedimentstirnteile der unterostalpinen Decken. Vom Rheine bis an die Aare kommen sie nur in einzelnen Relikten vor, auf synklinalen Teilen der helvetischen Unterlage aufsitzend. Von Aare bis Arve bilden sie eine zusammenhängende Kettenzone von 115 km Länge und bis zu 22 km, im Chablais bis 30 km Breite. Diese Stirnregion der unterostalpinen Decken enthält kein Perm mehr.

Die Trias ist von den unteren nach den oberen Deckengliedern in zunehmender ostalpiner Fazies entwickelt. Der Lias ist petrefaktenreich und gegliedert, der Dogger als „Cancellophycus-Dogger" oder „Mytilus-Dogger" ausgebildet. Der Malm ist in den unteren Decken als Radiolarit, in den oberen oft als Riffkalk entwickelt. Kleine Fetzen ophiolitischer Eruptiva fehlen nicht. Untere und mittlere Kreide sind vorhanden, die obere Kreide als „couches rouges" ausgebildet, ohne Nummulitengesteine wird sie von starkem Flysch überlagert. In wurzelnäheren Regionen fehlen alle diese jüngeren Sedimente mehr noch durch Abschürfung als durch Erosion.

b) Die oberostalpinen Decken.

Diese ostalpinen Decken im engeren Sinne sind in der Schweiz, soweit bekannt, nur durch die Silvrettadecke, die gewaltigste aller Schubdecken der Schweizeralpen, vertreten. Sie wurzelt nach R. Staub unmittelbar in den Dinariden oder der insubrischen Zone. Im östlichsten Graubünden ist sie bis

auf einige „Klippen" bei Münster abgetragen, nördlich des Inn aber in zusammenhängender Masse aus altkristallinen Gesteinen (Silvrettamassiv) mit diskordant darüber folgendem Verrucano und gewaltiger Trias bis in den Rhätikon vorhanden. Das Prättigau (Halbfenster), sowie die Fenster von Gargellen und Unterengadin zeigen, daß zwischen dem penninischen Bündnerschiefer und der Silvrettadecke von den unterostalpinen Decken hier nur noch zerrissene, verschürfte Fetzen vorhanden sind.

Schon in den unterostalpinen, aber noch viel ausgesprochener in den oberostalpinen Decken zeigt sich wieder eine Diskordanz zwischen kristallinem Gebirge und Trias. Die ostalpinen Decken sind also ein Teil des südlichen hercynischen Gebirges, das samt seiner jüngeren Sedimenthülle über die penninische Geosynklinale hinweggeschoben worden ist.

### 4. Wurzelzone.

Dem S-Rande der Alpen nahe streicht zwischen dem Toce und der Maira durch Centovalli, die Umgebung von Locarno, dann durch Bellinzona und das Veltlin eine Gesteinszone, ca. 100 km lang und 15 km breit, von ganz abweichendem Charakter. Hier stehen Schichtung und Schieferung steil, senkrecht, sogar N fallend. Dennoch ist sie kein autochthones Zentralmassiv, es sind auch keine Decken, sondern durch Denudation abgeschnittene Wurzelstiele. Die Zone dieser steilgestellten Wurzeln enthält auch die viel genannte amphibolitische Ivreazone. Stets ist sie stark zusammengequetscht. Sie bildet einen Fächer, dessen Gesteine hochgradig dislokationsmetamorph sind. Zwischen den einzelnen Zügen der kristallinen Silikatgesteine sind Pakete von Bündnerschiefern, Marmoren und Dolomiten eingeklemmt. Dieselben sind unvollständig erhalten, verdünnt, in einzelne Linsen verquetscht und überdies oft contactmetamorph. Sie stammen von den tiefsten rückliegendsten Teilen der Muldenzonen zwischen den Decken ab. Durch ein genaues Verfolgen dieser Wurzelzonen hat zuerst R. Staub Aufschluß über die Zugehörigkeit jeder derselben zu einer bestimmten Decke und jedes Sedimentstreifens zu jüngeren, synklinalen, deckentrennenden Schichtpaketen gewonnen. Wir haben es hier mit der Gesamtheit der inneren Wurzeln zu tun. Die nördlicheren Teile gehören zu den penninischen, die südlicheren zu den ostalpinen Decken. Weiter im W und im E wird die Wurzelzone breiter und biegt sich nach den zugehörigen Decken über.

## C. Die Zone der Dinariden.

Südlich der inneren Deckenwurzeln Ivrea-Bellinzona-Veltlin folgt die Zone der Dinariden (Sueß), auch Südalpen, insubrisches Gebiet, Seengebirge genannt. Sie hat hercynischen Charakter: steil stehende, kristalline Schiefer und Phyllite mit eingelagertem Carbon und darüber diskordantem Perm mit ausgedehnten Porphyrergüssen. Die Trias ist über 1500 m mächtig, in klassisch S-E alpiner Fazies entwickelt mit reicher Gliederung und Rhät. Der Lias transgrediert auf einer Karrenfläche der Trias als „Brocatello d'Arzo". Darüber folgen (Mte. Generoso) über 1000 m mächtige kieselige Kalke, durchsetzt von Bänken schwarzen Spongitenhorn-

steins (Lydit). Dann folgt „Ammonitico rosso". Dogger konnte noch nicht nachgewiesen werden. Bis 50 m roter Radiolarit mit Aptychen vertritt den Malm, Biancone und Scaglia die untere Kreide und die couches rouges. Nummulitenkalk, Flysch und Molassenagelfluh schließen die konkordante Schichtreihe ab. Marines Mittelpliocän und terrestrisches Diluvium sind diskordant den Tälern eingelagert.

Diese Schichtfolge bildet den autochthonen, wenn auch nördlich bewegten, normalen S-Rand der Alpen und zugleich das W-Ende der sichtbaren südlichen Kalkalpenzone, die nun unter die Poebene sinkt. In ihrer Gesamtheit sind die Dinariden gegen N gewandert und haben in der letzten alpinen Phase die Deckenwurzeln unterschoben und verquetscht, so daß diese sich rückwärts überlegten und die Rückfaltung gegen W auch die Dinariden selbst ergreifen mußte. Dieser insubrischen Bewegungsphase schloß sich noch eine starke Absenkung des Alpeninnenlandes zur Poebene und dem adriatischen Becken an, die noch fortdauert.

Die Dinaridenketten, die von den Alpen in den Balkan streichen, sind vielfach als ein von den Alpen völlig abzutrennendes anderes Gebirge aufgefaßt worden. Über die Trennungslinie und ihre Bedeutung bestehen freilich noch sehr abweichende Ansichten. Nach R. Staub ist das dinaridische Seengebirge selbst der rückliegende Teil der oberostalpinen Decken und die oberostalpinen Decken liegen als ein Stück Dinariden auf den Alpen.

## Das Verhältnis von Ost- und Westalpen.

Daß die Ostalpen östlich der Rheinlinie Septimer—Bodensee etwas ganz anderes sind als die Alpen westlich dieser Linie, war längst aufgefallen:

Im W die verkümmerte helvetische Trias, im E fast unvermittelt plötzlich die mächtige ostalpine; westlich die gewaltigen Bündnerschiefer und im N Jura und Kreide; östlich vielfaches Aussetzen oder gar Fehlen derselben; westlich der auffallende Faltenbau des Gebirges mit zahllosen herrlich sichtbaren Umbiegungen, östlich vorherrschend steifere Schichtlage und keine Fortsetzung von Aar—Gotthard-Massiv. Man hat von einer alten Gebirgstrennung gesprochen, die Suturlinie zweier ganz getrennter Gebirge zwischen Ost- und Westalpen gesucht, hineingedichtet und sich in Hypothesen und Mißverständnissen verwickelt. Erst seit der Erkenntnis des Deckenbaus sind die Widersprüche gelöst.

Die Ostalpen bestehen aus den Gesteinen südöstlicher Fazies, mit Schollen hercynisch vorgefalteten Untergrundes überschoben als höchste Decken der Alpen. Diese sind im E erhalten, im W aber bis auf kleine Reste abgewittert. Der Denudationsunterschied E und W ist veranlaßt durch die tektonisch tiefere Lage der Ostalpen; die Trennung ist eine Art Querflexur, die mit dem allgemeinen Abtragungsniveau zusammenspielt. Die Ostalpen gehören nicht bloß neben, sondern über die Westalpen. Die Grenze ist ein Erosionsrand. Die Fortsetzung der Westalpen östlich des Rheines liegt bedeckt und verschürft unter den Ostalpen.

Die ostalpinen Decken sind aber niemals ganz über die Westalpen gegangen. Der Stirnrand des ostalpinen Deckenbogens verlief wohl ursprünglich vom Vorarlberg Feldkirch ungefähr über Tödi, Gotthard, Monte Rosa nach Ivrea und Lanzo. Argand unterscheidet einen ostalpinen Deckenbogen, dessen mittlere Schubrichtung ungefähr von Bassano nach NNW über Meran nach Wertach verläuft, also etwa in die Mitte der Lücke zwischen böhmischem Massiv und Schwarzwald zielt. Er besteht aus den ostalpinen Decken mit nur wenigen Fenstern. Ca. 300 km weiter westlich liegt die radiale Mittellinie des westalpinen Deckenbogens, von Biella nach NW gegen Besançon nach der Lücke zwischen Vogesen und französischer Zentralmasse gerichtet. Der westalpine Bogen

besteht zu $^9/_{10}$ aus den penninischen Decken und zu $^1/_{10}$ aus deren Mitläufern und Überläufern und reicht im SW bis ans Meer.

Das große vom Rhein bis an den Monte Rosa jetzt verschwundene Stück ostalpiner Decken konnte der östlichen Nagelfluh die aus S und E stammenden Gerölle liefern, die der Westschweiz fehlen.

Auch der Unterschied im tektonischen Stil von West- und Ostalpen ist nun verständlich: im westlichen Alpenbogen ist das dislozierte Volumen größer, der sichtbare Faltentiefgang viel bedeutender, die Faltung gedrungener und voller, die Deformation und die Dislokationsmetamorphose viel stärker. In dem Stück, das einst von den ostalpinen Decken belastet war, ist der Schuppenbau gewöhnlich. Im östlichen Alpenbogen ist die oberflächliche Ausdehnung größer, das bewegte Volumen aber eher geringer. Die Dislokationsmetamorphose ist viel schwächer; der tektonische Stil entspricht spröderem Verhalten des Baumaterials und ist oberflächenhafter. Hier beobachten wir eben die obersten, dort die tiefern Decken des Faltengebäudes. Aber Ost- und Westalpen bedeuten nur verschiedene Schubdecken desselben Gebirges in verschiedener Entblößung.

| Zonen | Kristall. Grundgebirge | Paläozoikum | Trias | Jura | Kreide | Tertiär |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 4b. Dinariden und ostalpine D.<br>4a. Unterostalpine und Klippen-D. | d Ortho- und Para-Gesteine in großer Mannigfaltigkeit | Perm c (in d. österr. Alpen auch Carbon, Devon u. Silur) | Ostalpin | Radiolarit<br>Riffkalk<br>Dogger<br>Lias | Scaglia Biancone<br>Cenomanbreccie<br>Couches rouges<br>Untere Kreide | Macigno<br>Nummulitenkalke<br>Flysch |
| 3. Penninische D. | c | z. T. Limnisches Carbon c | | Bündner-Schiefer mit Ophioliten | ?<br>Unbekannt | Niesenflysch<br>Prättigauflysch |
| 2. Helvetische D. | Keines | Perm c (Verrucano) nur im E | Helvetisch (= reduzierte germanische Fazies) | Hochgebirgskalk und Dogger: Lias | Helvetische Kreide reich entwickelt | Wildflysch |
| 1. Autochthon | Granitische Gesteine u. kristall. Schiefer mannigfaltig | Limnisches Carbon und etwas Perm c—d | | Lias nur im W | Größtenteils vor Eocän wegerodiert | Nummulitengesteine: Taveyannazgestein<br>Bohnerz |
| 0. Juragebirge | Schwarzwäldisch | Perm d | Germanisch | Malm<br>Dogger<br>Lias | Obere in Relikten<br>Untere im E wegerodiert | Molasse über Bohnerz |

Flysch

c = concordant überlagert. d = discordant überlagert.

Die Gesteinszonen liegen in der Reihenfolge der Numerierung übereinander. Ursprünglich war dabei die Zone 0 die nördlichste, 4b die südlichste.

Nach den heutigen Anschauungen läßt sich die Entstehung der Schweizeralpen etwa wie folgt zusammenfassen:

Ausquetschen einer Zone mit konkordanter Schichtfolge (penninische Zone) zwischen zwei hercynisch versteiften, tertiär heraufgehobenen Gebirgsmassen, die wie die Backen eines Schraubstockes (mâchoir) wirkten: autochthone Zentralmassive im NW, ostalpin-dinarisches Gebirge im SE. Am N-Rand dieser „Geosynklinalzone" wurden die Sedimente vom kristallinen Untergrund abgeschürft und nördlich über die Zentralmassivschwelle hinausgeschoben: helvetische Decken. Aus dem südlichen Teil entwickelten sich die penninischen Deckfalten. Im E, wo der nördliche Widerstand fehlte, glitt schon bei Beginn der alpinen SN-Stauung das südliche Gebirge mit hercynischer Unterlage über die penninische Zone hinweg bis zum Molassevorland: ostalpine Decken.

Wenn wir von allen quantitativ geringen Ausnahmen und Übergängen absehen und nur das im großen Auffallende und Typische fassen, so kommen wir zu dem Übersichtsschema auf S. 38.

## IV. Alter, Ausmaß und Ursache der Faltung.

### 1. Das Alter der Alpen.

Das Alter des Materiales, aus welchem ein Gebirge besteht, und das Alter der Erdkrustenbewegungen, welche diese Gesteine zum Gebirge aufgetürmt haben, hat man erst vor etwa 75 Jahren allmählich zu unterscheiden begonnen. Hier wollen wir nur vom Alter der gebirgstürmenden Dislokationen sprechen.

Um das Alter der Gebirgsbildung zu bestimmen, müssen wir vorerst das Alter der relativ gegeneinander dislozierten Schichten erkennen. Vom Diluvium rückwärts bis zum Carbon gibt es dafür reichliche Möglichkeiten. Allein ein bestimmbares Fossil älter als Carbon ist in der Schweiz noch niemals gefunden worden, obschon diese älteren Gesteinsmassen ausgedehnte Gebirgsteile bilden. Die alten Fossilien sind durch die Gesteinsmetamorphosen zerstört. Was von diesen kristallinen Schiefern Devon, Silur, Cambrium oder noch älter ist, bleibt offene Frage. Durch die petrographische Beschaffenheit kann die Altersfrage nicht, durch die Lagerung nur in beschränktem Maße entschieden werden. Vielleicht hilft dereinst das Radium (H. Hirschi, Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich 1919).

Ch. Lory war wohl 1860 der erste, welcher außer der tertiären Dislokation im Alpengebirge noch eine prätriasische scharf unterschied. 1881 machte er auch auf eine strichweise bestehende diskordante Anlagerung des Carbon an den kristallinen Schiefern aufmerksam und unterschied nun eine erste präcarbonische Bewegung von der postcarbonisch-prätriasischen, die nun in der Zeitfolge die zweite wurde. Unterdessen hatten Sueß, Bertrand und andere die Gebirge nach dem Alter in archäische, kaledonische, hercynische und alpine unterschieden.

Von der archäischen Faltung, die in N-Europa verbreitet ist, und das Grundgebirge in N-S streichende, vom ganzen Paläozoikum überdeckte Falten gelegt hat, sind in den schweizerischen Alpen bisher noch keine Spuren entdeckt worden. Dagegen finden wir hier folgende Dislokations-Diskordanzen als Anzeichen von Gebirgsbildung:

1. Wir erkennen aus einer Diskordanztransgression des Carbon über den kristallinen Schiefern des Grundgebirges eine präcarbonische Gebirgsbildung und in Übereinstimmung damit aus der Fazies des Carbons (Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer) ausgedehntes carbonisches Festland im Alpengebiet. Die diskordante Auflagerung des Carbons ist nur deutlich im nördlichsten Streifen der autochthonen Zentralmassive. Sie verschwindet rasch gegen S. Ob diese Schichtaufrichtung zeitlich der „kaledonischen" Faltung gleich sei, die z. B. bei Christiania und in Schottland gefaltetes Silur unter flachem Devon zeigt, ist nicht sicher, aber möglich, denn präcarbonisch kann auch prädevonisch sein.

2. Die viel stärkere und ausgebreitetere Diskordanztransgression der Trias über allen älteren Schichten beweist die prätriasische oder hercynische Gebirgsbildung, einerseits in der Zone der autochthonen Zentralmassive, andererseits im Seengebirge und den ostalpinen Decken. In der mittleren (lepontisch-penninischen) Zone der Zentralalpen ist diese Faltung nicht vorhanden. Die prätriasische Faltung gehört zum „variszischen Bogen der hercynischen Gebirge" (Sueß). Diese beiden paläozoischen Gebirge waren wieder abgetragen worden. Während der mesozoischen Zeit lagen ihre Narben unter dem Meeresgrunde.

Die Bewegungen im Mesozoikum beeinflußten wohl die Ausbildung der sich auflagernden Schichtserie, erzeugten aber kein Gebirge. Sie waren nur „epirogenetisch", nicht „orogenetisch". Dies gilt auch von den die Decken vorbereitenden sanften „Geantiklinalen" und „Geosynklinalen", die untiefe Zonen, vielleicht flache Inselketten, aber noch kein Gebirge erzeugten. Wir betrachten hier nur die wirklich gebirgsbildenden Bewegungen.

3. Die alpine oder tertiäre Dislokation bildet in der autochthonen und in der insubrischen Zone Palimpseste über den paläozoischen Faltungen, beherrscht aber ausschließlich die Tektonik der penninischen Decken.

a) Der Beginn der alpinen Dislokation wird in den Ostalpen von vielen Geologen schon in die Kreidezeit gesetzt (obercretacisches Gossaukonglomerat in Tälern eingelagert). In den schweizerischen Alpen, soweit die Erhaltung einerseits, die Denudation andererseits die Verhältnisse feststellen lassen, sind die marinen eocänen Schichten überall vom Deckenschube mitergriffen und harmonisch mit eingewickelt worden. Alle intensiven Faltungsbewegungen in den Westalpen sind posteocän. Am autochthonen Nordrande der Alpen (Val d'Illiez) beginnt der große Zusammenschub erst nach Aquitan. Die autochthone rote Molasse ist dort samt dem Flysch von der Morcles-Decke überfaltet. Weit außerhalb unseres Landes, am SW-Rande des Pobeckens und hinüber bis ans Mittelmeer wird die Fortsetzung der Monterosa-Decke und besonders der St. Bernhard-D. nach Argand diskordant von flachem, fast ungestörtem Oligocän (Sannoisien nach Rovereto, Rupélien = Stampien nach Haug) überdeckt. Die große Bewegung der penninischen Decken muß also vor Mittel-Oligocän stattgefunden haben. Im schweizerischen Oligocän zeigen sich zwischen Tonen und Sanden die ersten aus den Alpen in das Vorland geschwemmten Geröllmassen. Dieselben nehmen dann im Miocän gewaltig zu. Die überwiegende Mehrzahl der im Miocän ins nördliche Vorland gelangten Gerölle stammen aus südlichen Faziesgebieten. Die helvetischen Decken und die autochthonen Zonen waren, wenn überhaupt schon als tektonische Glieder

vorhanden, noch nicht abgedeckt, noch nicht der Abwitterung ausgesetzt. Das insubrische Gebiet deutet auf einen noch späteren Beginn der großen tektonischen Bewegung hin. Dort fällt auch die Molassenagelfluh (Miocän?) zusammen mit allen älteren Sedimenten, denen sie annähernd konkordant angelagert ist, steil gegen S unter die Poebene, während marines Mittelpliocän in der älteren, z. T. fjordartigen Durchtalung flach transgressiv eingelagert ist (Fig. 17). Die stärkste alpine Dislokation fällt hier somit zwischen Molasse und Mittelpliocän (F. Sacco, Alb. Heim 1906). Auch an den nördlichen Ausläufern der alpinen Faltung, im Juragebirge, läßt sich kein älterer Einsatz der tektonischen Bewegungen als pontisch erkennen, indem die sarmatische Molasse den älteren Schichten konkordant mitgefaltet ist.

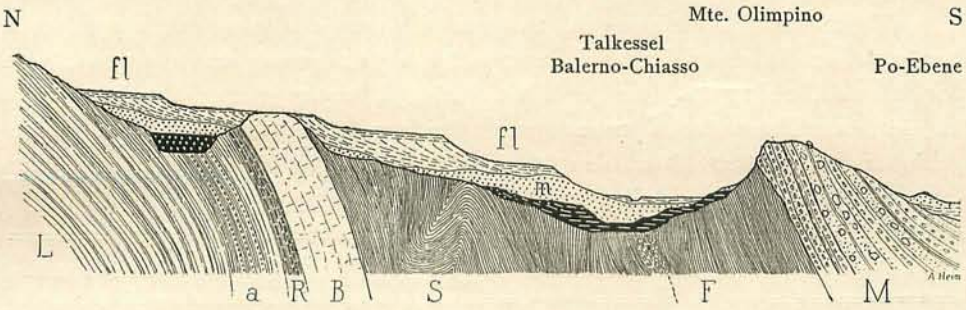



Fig. 17. Schematisches Profil am S-Fuß der Alpen, Gebiet der Breggiaschlucht.
L = Lias (Kalksteine mit Spongit-Hornstein); a = Lias, Ammonitico rosso; R = Malm, Radiolarit; B = Biancone; S = Scaglia (Kreide); F = Flysch; M = Molasse; schwarz mit weißen Strichen = marines Mittelpliocän; schwarz mit weißen Punkten = Pliocänconglomerat; m = Grundmoräne; fl = fluvioglaziale Deltaterrassen von Morbio (Jung-Ceppo).

b) Der Schluß der alpinen Dislokation ist auf der S-Seite der Alpen (Chiasso) durch die transgressive horizontale Einlagerung des marinen Mittelpliocän in die Molassetäler auf altpliocän bestimmt. Das Diluvium seinerseits transgrediert wieder auf Erosionsflächen im Mittelpliocän. Die allgemeine Hebung zwischen Mittelpliocän (bis 280 m ü. M.) und Diluvium hat keine Schichtverstellung mehr erzeugt; sie war nicht direkte Folge von Horizontalschub, sondern eher nur Ausklang in isostatischer Vertikalbewegung. Auf der N-Seite der Alpen und bis in den Jura hinaus fehlt das marine Pliocän. Hier ist maßgebend: die sarmatische Molasse ist durchweg alpin disloziert, erodiert, durchtalt und dann erst noch von den Decken des Alpennordrandes überschoben worden. Der Schluß der alpinen Bewegung ist also jedenfalls bedeutend jünger als sarmatisch. Die älteste, annähernd ungestörte, allgemeine diskordante Auf-, An- und Einlagerung ist am Alpenrand wie im Jura das Altdiluvium, der Deckenschotter. Die alpin tektonische Bewegung ist somit älter als Diluvium. Nachfolgende diluviale Bewegungen wie Verstellungen im Deckenschotter, seenbildende Randflexur usw. haben wiederum bloß isostatischen Charakter; sie sind vertikal, nicht mehr horizontal gerichtet.

Die eigentliche Alpenfaltung, nach älterer Vorbereitung, hat also frühestens in der Kreide, meistens erst im Oligocän

oder Eogen gebirgsbildend eingesetzt. Ihre Intensität nahm während der Miocänzeit stark zu und erreichte am N-Rand erst in pontischer und pliocäner Zeit ihr Maximum. Am S-Rande der Schweizeralpen ist sie frühestens miocän, jedenfalls vor Mittelpliocän, am N-Rande wohl erst am Anfang des Diluvium erloschen und hat nachher noch in isostatischen Höhenschwankungen ausgeklungen.

Manche Forscher sind der Meinung, daß die Miocänzeit eine Zeit relativen Stillstandes der alpinen Horizontalbewegungen zwischen Oligocän- und Pliocän-Dislokation gewesen sei, und sie nennen dann die postsarmatische Bewegung im besonderen die „helvetische". Die Beweise für eine miocäne Ruhezeit sind meines Erachtens nicht erbracht, höchstens kann man zwei Phasen im gleichen ununterbrochenen Fortgang unterscheiden. Gewiß wird es allmählich möglich werden, innerhalb der Tertiärzeit eine genauere Zeitfolge für eine lange Reihe von Bewegungsphasen, Erosion und sogar Intrusion festzustellen.

Alle neueren Untersuchungen bestätigen also, was die Schweizergeologen schon vor etwa 80 Jahren gefunden haben: die Alpen sind ein junges, ein tertiäres Gebirge; Alpen und Jura sind gleichzeitig gefaltet, der Jura gehört in die letzte Phase der Alpenbewegung. Beide gehören zum System von Kettengebirgsbogen tertiären Alters, den „Alpiden". In großen Zügen ergibt sich vorläufig folgende Zusammenstellung:

| Dislokation | nachfolgende Erosion | nachfolgende Transgression oder Regression | nachfolgende Ablagerung |
|---|---|---|---|
| schwache caledonische Faltung | präcarbonisch | Mittelcarbon festländisch | Carbon und Perm |
| zonenweise hercynische Faltung | prätriasisch | Trias (marin) | Trias, Jura, Kreide |
| embryonale Vorbereitung der penninischen und ostalpinen Decken | | | |
| Vormitteleocäne Hebung | eocän | Mitteleocän (marin) bis Obereocän | mitteleocän bis u. mit Miocän |
| Oligocän beginnende Faltung | oligocän | Miocän (marin) | Molasse |
| oligocäne-miocäne-pliocäne Hauptfaltung | miocän-alt-pliocän | Mittelpliocän (marin) | Mittelpliocän |
| | jung-pliocän | älteres Diluvium (terr.) | älteres Diluvium |
| isostatische vertikale Schlußbewegungen | Diluvium, Gegenwart und Zukunft | Jungdiluvium und Alluvium, Seen | jüngeres Diluvium, Alluvium, Torf |

### Vorläufer der Deckenbewegungen.

E. Argand, Sur l'Arc des Alpes Occidentales, Eclogae 1916.

R. Staub, Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen, in „Beiträge" n. F. Lfg. 46, III, 1917.

Wenn man die Verteilung der die Hauptdecken oder Deckensysteme zusammensetzenden Gesteine und den Fazieswechsel ihrer Sedimente aus jedem Zeitabschnitt studiert, so kommt man zu dem überraschenden Ergebnis, daß die Gesteine in der nächsten Umgebung jetziger Deckenstirnen meistens auf weniger

tiefes Meer, hie und da sogar auf Uferzone oder vorübergehendes Vorragen über die Wasserfläche hinweisen (neritische Riffe, Sandsteine, Breccien, lückenhafte Schichtreihen usw.), während die südlicheren Teile der Decken und die Muldenkerne mehr tiefmeerischen Charakter und vollständigere Schichtreihen tragen, und daß diese Verteilung mehr oder weniger deutlich vom Carbon und Perm durch das Mesozoikum hindurch sich ähnlich geblieben ist. Parallele Rücken (Geantiklinalen), zeitweise aufgepreßt zwischen tieferen Becken (Geosynklinalen), die schon durch massenhafte alte Eruptiva zu Einsenkungen prädestiniert waren, sind die „embryonal vorgezeichneten Vorläufer" der großen Decken. Sie leiten ortsbestimmend und kontinuierlich von den hercynischen Zeiten durch zeitweilige gleichsinnige Krustenbewegungen hinüber zur großen, erst tertiär mit Macht einsetzenden alpinen Faltung. Dem Betrage nach sind freilich diese „embryonalen" Deckenbewegungen der jungpaläozoischen und mesozoischen Zeiten gering, verglichen mit dem tertiären „Paroxysmus" (Argand). Sie sind mehr nur symptomatischer Natur. Argand hat sie in den Westalpen entdeckt, R. Staub nach dessen Muster in auffallender Gleichheit und Harmonie in den Ostalpen wiedergefunden. Die zeitliche Folge im Auftreten der Deckenembryonen soll zugleich der Zeitfolge in der Ausbildung der Decken entsprechen, in dem Sinne, daß die embryonal später angelegten Decken auch in der tertiären Entwicklung etwas zurückgeblieben sind. Schon in der Trias zeigt sich an der N-Seite eines solchen embryonalen Rückens rascherer Faziswechsel, nähere Berührung von Ufer und Tiefmeer, als an der S-Seite. Das bedeutet, daß schon zur Triaszeit die Asymmetrie der werdenden liegenden Falten vorgebildet war. Die Zonen wanderten langsam nach Norden. Argand findet überdies, daß im Gebiet des penninischen Deckenbogens die erste Anlage der Alpenfaltung in alter Zeit sich zeigte und daß sie sich von hier aus symmetrisch beiderseits gegen S und E ausbreitete.

## Phasenfolge der Bewegungen.

Im Großen und Ganzen ist das gesamte ungeheure System der Deckfalten in der Tertiärzeit übereinander gestoßen worden, und die Bewegungen waren mehr oder weniger gleichzeitig. Im einzelnen aber haben die Untersuchungen, zuerst von Lugeon, dann von Termier, Argand, R. Staub, D. Trümpy u. a. dazu geführt, innerhalb dieses ganzen Vorganges für die einzelnen Schubdecken eine Reihenfolge ihrer Entstehung, eine Phasenfolge zu finden.

Folgende Gesichtspunkte ergeben dafür wichtige Kriterien (vgl. Fig. 16):

Die Verfrachtung einer Schubmasse kann aktiv oder passiv stattgefunden haben. Aktiv ist sie, wenn und solange ihr Vordringen durch den Schub von ihrer eigenen Wurzel her erzeugt ist, passiv, wenn sie von anderen tektonischen Gliedern mitergriffen wird. Dabei ist die relative Stärke der Bewegung entscheidend. Eine langsamer vordringende Decke wird einer benachbarten, schneller wandernden gegenüber in eine mehr oder weniger passive Rolle fallen. Dritten Gebirgsgliedern gegenüber werden sich die beiden unterstützen. Bei passiver Verschleppung treten verschiedene Erscheinungen auf, je nachdem sich die relativ aktive Decke im Dach oder im Liegenden befindet:

1. Wo obere Decken oder Deckenteile über schon vorhandene tiefere rascher vorgerückt sind, da haben die oberen ihre sekundären Faltenformen des Gewölbeteiles voller entwickelt (Beispiel: Säntis), dagegen sind die unteren schon vorhandenen Decken verquetscht, ausgewalzt (laminiert und mylonitisiert) verschürft, oft von ihrer Wurzel abgerissen und durch den darübergehenden „traineau écraseur" verschleppt und vor sich her geschoben worden („lames de charriage", „Schürflinge").

Beispiele: (Nr. 7 in Fig. 9) Pléyades, Wageten—Kapfenberg, Fli, Falknis. Die Préalpes médianes sind gequetscht unter der Brecciendecke, die helvetische zone bordière ist laminiert unter den Préalpes. Die St. Bernharddecke ist ausgequetscht unter der Monte-Rosa- und der Dent Blanche-Decke, die Rhätische und Margna-Decke sind laminiert unter den ostalpinen.

2. Wenn eine tiefere Decke schneller vorrückt, so kann sie die obere zerreißen und ihre Stücke weitertragen. Wenn eine Decke durch Verwitterung und Talbildung zerschnitten wird, so kann sie bald den Schub nicht mehr in sich fortleiten, sie wird tektonisch tot. Die Schubkraft wirkt dann nur noch in den tieferen, zusammenhängenden Schichtmassen, und die Stücke der oberen werden passiv weiter verfrachtet.

Beispiele: Letzte Bewegung der Klippen und der Préalpes médianes weiter nach NW, getragen oder gestoßen von den helvetischen Decken (Lugeon, Argand).

3. Wenn zwei oder mehrere übereinanderliegende Gebirgsglieder wie eine einfache Schichtfolge samt ihren Überschiebungsflächen zusammengefaltet sind, so ist die Faltungsphase, welche dies erzeugt hat, jünger als diejenige, welche diese Gebirgsglieder übereinander gestoßen hatte.

Beispiele: Die Überschiebungsfläche der helvetischen Decken am Fuße von Jungfrau, Eiger und Wetterhorn ist unter deren Wände eingefaltet, die parautochthonen Griesstock- und Hochfaulendecke im Schächental sind mit der Scheerhorn-Windgällenfalte parallel verbogen. Ähnliches findet sich im Rhätikon, bei der Synklinale von St. Moritz-Engadin und anderwärts.

4. Besondere, für das relative Alter verschiedener Bewegungen bezeichnende Erscheinungen finden sich in den Stirnregionen der Schubdecken. Die Stirn kann zur Tiefe tauchen oder emporbranden, jenachdem ihr eine präexistente Lücke (z. B. vor dem Goggeien, im Rheintal E Säntis) oder eine Schwelle (z. B. der Speer vor dem Mattstock, der Kronberg vor dem Säntis) tektonischer oder erosiver Art vorliegt. Sie kann so gestaucht werden, daß sie vor dem Hindernis zerreißt (Rigihohfluhkette an der Rigi) oder sich fächerförmig mit Rückwärtsbewegung nach oben verfälteln oder verschuppen muß (Schema in Fig. 16, Stirn der St. Bernharddecke an den autochthonen Massiven, Sambucolappen der Tessinermassive etc.). In solchen Fällen war sicher das Hindernis schon an seinem Platze vor Ende der Deckenbewegung. Das Gleiche gilt, wenn das Hindernis selbst durch ein tektonisches Glied sichtlich deformiert worden ist. In anderen Fällen wieder sind solche Erscheinungen nicht eindeutig.

5. Von besonderer Bedeutung für die Bestimmung der Phasenfolge ist die schon früher (S. 28 u. 29) besprochene Deckeneinwicklung. Die einwickelnde Decke ist jünger als die eingewickelte; die Einwicklungen dokumentieren die Chronologie der Decken, den Rhythmus ihrer Bewegungen und den repetierten Zyklus ihrer Deformationen, deren Intensitätsmaximum sich fortwährend nach der Tiefe verlegt hat (Argand).

Man kann nicht allgemein sagen, die unteren Decken hätten sich zuerst, die oberen zuletzt überschoben; ebensowenig wäre das Umgekehrte richtig. Bald bewegten sich tiefere, bald höhere schneller, wie die wechselvollen Einwirkungen der verschiedenen Decken aufeinander beweisen. Stellenweise durchsetzen und stören sich die verschiedenen Bewegungen so, daß ihre Zeitfolge nicht mehr abgeleitet werden kann; an anderen Orten dagegen führt eine genaue Darstellung reicher Beobachtungen in Profilen zu einem deutungsfähigen Bilde.

D. Trümpy („Beiträge" n. F. 46. Lfg. 1916 S. 74) ist für den Rhätikon zu folgender Phasenreihe gelangt:

I. Ostalpine Phasen: Überschiebung der ostalpinen Decken (beginnend in der Kreidezeit), der rhätischen und der Sulzfluhdecke. Anlage der Falknisdecke, Schubrichtung SE—NW.

II. Frühpenninische Phasen: Ausbildung der Falknisdecke, Überschiebung von ostalpinen + rhätischer + Sulzfluh + Falknisdecken auf Flysch. Mylonitisierung der Sulzfluh- und rhätischen Decke. Anlage der ostalpinen Teildecken. Anlage der helvetischen Decken. Schubrichtung S—N.

III. Helvetische Phase: Überschiebung der helvetischen Decken.

IV. Spätpenninische Phasen: Überschiebung der Decken auf die Molasse. Abscherung der helvetischen Wurzeln. Ausbildung der ostalpinen Teildecken.

Argand hat uns (Eclogae 1916) in einer schematischen Profilreihe die Phasengeschichte der penninischen Alpen vor Augen geführt. Er unterscheidet:

I. Die St. Bernhardphase. Decke IV treibt den Inhalt ihres Untergrundes herauf (I bis III und Mt. Bonvin-D.) und stößt ihre Hülle (Niesenflysch) weit vor.

II. Die Dent Blanchephase. D. VI. quetscht D. IV. weiter vor, trägt auf ihrem Rücken abgerissene Stücke höherer Massen und stößt sie vor (nappes des préalpes médianes und brèche du Chablais), Zerquetschung und Trennung der tieferen Préalpes durch dieselben in „Préalpes internes" und „externes"; Ausbildung des Mischabelfächers.

III. Insubrische Phase. Nachdem alle liegenden Decken hervorgepreßt und übereinander geschoben waren, wurde das ganze Alpengebäude noch mehr zusammengedrängt. Zu dieser letzten Bewegungsphase rechnet Argand die adriatische Absenkung, dann die steile Aufrichtung der Wurzeln der liegenden Decken in der südlichsten Randzone der Alpen bis in überkippte Stellung, das Zusammenquetschen der „Wurzelstiele" (Schema in Fig. 9 und 16) unter hoher gewölbeförmiger Aufstauung ihres südlichsten Rückenteiles durch Unterschieben der dinarischen S-Randzone. Ferner gehören dieser letzten Phase an: vermehrte Aufpressung der autochthonen Zentralmassive samt ihrem Sedimentmantel unter den Decken, manche harmonische Verfaltungen der schon fertig überschobenen Decken miteinander, Überstoßen des Alpen-N-Randes über das schon durchtalte Nagelfluhgebirge, wobei die Stirnregionen der Decken wie brandende Wellen zerschellt und von Querrissen durchsetzt worden sind.

Nach dem überraschenden Vorbild von Argand haben R. Staub („Beiträge" n. F. Lfg. 46 III, 1917) u. a. ähnliche Versuche zur Bestimmung der Phasenfolge für die Ostalpen fortgesetzt.

Der Meinung von Schardt, wonach die Decken zuerst hoch auftragten und dann als Ganzes umfielen, vermögen wir nicht zu folgen. Die primäre Richtung der Schubkraft und Bewegung ist horizontal. Die so häufige Tatsache der Verfaltung oder Einwicklung zweier oder mehrerer Decken ineinander ist ein scharfer Beweis gegen die Annahme von Schardt. Die Verquetschung und Metamorphose besonders der steil stehenden Teile der Wurzeln zeigt zugleich, daß diese Steilstellung erst zuletzt erfolgt ist.

Wir sind überzeugt, daß der betretene Weg fruchtbar sein und einst zu einer mechanischen Geschichte der Alpen führen wird. Unsere Versuche, die allgemeine Phasenfolge schon jetzt in ihren Hauptzügen zu skizzieren, sind noch nicht in befriedigender Weise gelungen.

Eindringlicher als viele Worte zeigt das letzte Profil der genannten Profilserie von Argand den tektonischen Hauptcharakter der Alpen: Zwischen zusammengepreßten, alt versteiften Teilen der Erdrinde ist eine Zone von geschichtetem Gestein in weicher Verfaltung überfließend herausgequetscht worden. Wir geben hier (Fig. 18) die Zeichnung von Argand (in den Jura ergänzt, sonst unverändert) wieder, obschon wir der Ansicht sind, daß sie in der Wurzelverbindung der kristallinen Massive unter der gefalteten Zone durch — besonders wenn die Schweremessungen auch in Italien durchgeführt sein werden — noch Korrekturen erfahren wird.

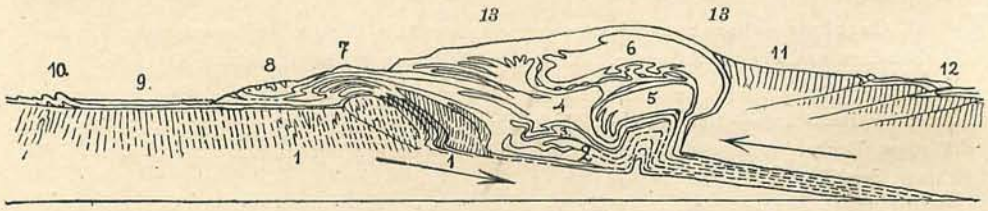



Fig. 18. Profil der Alpen in der insubrischen Dislokationsphase, nach E. Argand.

1 autochthone Massive.
2 u. 3 untere penninische Deckenmassive.
4 St. Bernhards-Decke.
5 Mte. Rosa-Decke.
6 Dent Blanche-Decke.
7 helvetische Decken.
8 Klippendecken.
9 Molasseland.
10 Kettenjura.
11 autochthones Seengebirge.
12 Dinaridenzone.
13 Lage der ostalpinen Decken.

## 2. Ausmaß der Dislokation.

### Faltungsbogen.

Die Bogenform der Ketten ist im Faltengebirge die Regel. Zwei Momente bedingen sie mit Notwendigkeit: 1. Der Schub in der Erdrinde kann sich in bestimmter Zeit immer nur in einer beschränkten Zone äußern, wodurch die Falten während ihrer Ausbildung in den Profilen stärkster Bewegung mehr vorgeschoben werden; daraus ergibt sich der Gebirgsbogen. Bei liegender Falte konvergieren Stirn- und Wurzellinie gegen die Enden hin. 2. Die faltende Horizontalbewegung wird auf Ungleichheiten in den Widerständen stoßen. Punkte größerer Resistenz zwingen die Ketten zur dichteren Drängung und zum Anschmiegen an ihre Gestalt, während dazwischen die Falten weiter auseinandertreten, vorrücken und sich ausbiegen, so daß durch Anstauung an eine Reihe von Stellen größeren Widerstandes lang angelegte Falten in eine „Guirlande" von sich aneinanderreihenden Bogen geteilt werden. In beiden Fällen ist die Richtung der Ausbiegung (die Pfeilrichtung des Bogens) der Anzeiger für die relativ einseitige Richtung des Horizontalschubes. In der Folge werden wir vielfach Gesteinszonen als äußere oder innere bezeichnen, je nachdem sie auf der konvexen oder konkaven Seite des Bogens liegen.

Aus diesen Gesichtspunkten erklärt sich die durchgreifend harmonische Bogengestalt der Alpen, den Jura eingeschlossen, im Großen wie im Einzelnen. Wir haben schon S. 37 u. 38 den ost- und den westalpinen Bogen, welch letzterer vom ersteren teilweise überdeckt wird, und der jüngere sein soll, besprochen. Die Bogen-

form ist nicht nur im Gesamtgebirge und seiner Zweiteilung, sondern auch innerhalb desselben in kürzeren Faltenzügen oder Faltenbüscheln und in längeren Guirlanden ausgesprochen. Argand hat die Faltenbogen an der Innenseite der Westalpen verfolgt (Eclogae 1916) und findet sie regelmäßig zwischen Punkten relativ großer Resistenz in den aus S und SE dagegen bewegten Faltenbündeln entwickelt, wo sie die Erscheinungen des „déferlement" (Brandung), der „dérive" („Längsvertriftung") und der „virgation" (Seitwärtsverteilung) zeigen. Die Resistenzpunkte im NW sind gegeben durch die autochthonen Zentralmassive (Aar, Gotthard, Mt. Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne, Grandes Rousses, Pelvoux, Mercantour), das sind die durch hercynische Faltung versteiften Stücke. Ob nun aber auch die bogenförmige Anordnung der autochthonen Zentralmassive schon aus hercynischer Zeit stammt und sich auf die tertiäre Alpenbildung vererbt hat, oder ob erst die tertiäre Bewegung eine bogenförmige Auswahl der herauszupressenden hercynischen Stücke getroffen hat, ist noch fraglich. Der Umstand, daß das Streichen in den hercynischen Klötzen einschließlich ihrer Carbonmulden den großen Bogen mitmacht, spricht eher für die schon alte Veranlassung der Hauptbogenform auch für die tertiären Alpen. Der Reihe dieser zentralmassivischen Schwellen mußte der Tertiärschub seine Faltenguirlanden anpassen. Was von den Gesteinswellen zwischendurch oder darüber floß, breitete sich im äußeren Vorlande wiederum in Bogenstücken aus oder wurde neuerdings in solche zerlegt durch Hemmnisse, aufgebaut aus dem alpinen Schutt (Nagelfluh). Sueß hat zuerst die Erscheinung der Ablenkung der Faltengebirge durch alte Massen erkannt und daraus den Schluß gezogen, daß der Tiefgang der Faltung mäßig sei.

Am S-Abfall der Schweizeralpen bilden der N-Rand der subalpinen Nagelfluh, der N-Rand der Luganeser Kalkalpen, die Wurzelzonen einschließlich der Ivreazone und teilweise auch die Zonen, in welchen die penninisch-mesozoischen Sedimente im N des Tessins ausstreichen, konzentrische, gegen N ausgekrümmte Bogen. Das Aar-M. selbst ist leicht nach N ausgebogen. Den gewaltigsten Bogen bildet in den penninischen Alpen die Stirn der St. Bernharddecke vom Simplon bis an die Dora baltea mit einer Pfeillänge von 30 km auf 80 km Sehnenerstreckung. Am schönsten, aber in geringeren Dimensionen, ist der Bogenbau in der nördlichsten Randzone der Alpen ausgesprochen, wo die Decken von den Lücken zwischen den stärkeren Widerständen wie die Schaumbogen brandender Wellen sich über das Molassevorland ergießen. Hinter den Lücken liegen dann die Decken tiefer (longitudinale Depressionen), hinter den Schwellen dagegen haben sie sich höher gestaut (longitudinale Kulminationen).

Die Faltenbogen am Nordrand der Zentralalpen sind, von W nach E aufgezählt, die folgenden: 1. Jurabogen mit Abirren und wieder Sammeln der Falten am Schwarzwald. 2. Prachtvoller Bogen der helvetischen Falten (Kreide und Tertiär) vom Lac d'Annecy bis an die Arve. 3. Von der Arve bis an die Rhone Bogen des Chablais. 4. Rhone bis Aare breiter Bogen aus dem Faltenbüschel der „Préalpes". 5. Östlich des Thunersee bilden die helvetischen Decken einen Bogen vom Thunersee bis an die Rigi. Die Thunersee- und die Riginagelfluh sind die beiden Ansatzpunkte des Bogens. 6. Von Reuß bis Linth Ausbiegung von vorherrschend Flysch mit abgeschürften Kreidegewölbestirnen über die Molasse. 7. Von Linth über den Rhein bis fast an die Iller unfern Obersdorf-Allgäu Faltenbüschel der helvetischen Kreide, das Säntisgebirge mit enthaltend. Bei dieser Aufzählung springt in die Augen, daß die Bogen in der Regel von einem Hauptquerfluß zum andern reichen. Eine Ausnahme ist das Rheintal, das auf die Mitte eines Bogens fällt. Inner-

halb einer solchen Bogenzone beobachtet man, daß in der Regel die gegen E absinkenden Einzelfalten von ihren südlicheren Nachbarn, die dann an den N-Rand treten, überholt werden — vergleichbar der Brandung SW-NE streichender Wellen an einem WSW-ENE verlaufenden Strande.

Wenn die Bogenbildung weit geht, so führt sie notwendig zu einer Längsstreckung der ausgebogenen Falten. Im Juragebirge hat dies zu schiefen Transversalverschiebungen und zu Rückfaltungen geführt, in den Alpen außerdem zu Streckungen und Zerreißungen in einzelne Glieder, deren Kartenbild oft fast an die zerrissenen Belemniten erinnert. Auf diese Erscheinungen hat zuerst Lugeon kurz hingewiesen. Eine eingehende Behandlung der Streckung und Längszerreißung des helvetischen Randgebietes zwischen Thur und Sihl hat Arnold Heim gegeben. (Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich 1906 und „Beiträge" n. F. Lfg. 20, IV. Teil mit Spezialkarte Nr. 85 in 1:2500, 1917.)

Arnold Heim fand das Faltenbüschel des Säntis gegen W sich ausspitzend, zusammengequetscht unter Verdünnung auch der Gewölbeschichten und von Rutschstreifen in der Längsrichtung durchsetzt, streichend gestreckt, abgerissen und in kleine Stücke zerteilt. Die westliche Fortsetzung folgt am Farenstöckli, einem wie bei einer ausgezogenen heißen Siegellackstange längsgestreckten und zerrissenen Gewölbeende. Ähnliche Erscheinungen hat er vom Mattstock, Flifalte, dem Küpfenstock und den Aubrigen beschrieben. Im Vierwaldstätter Gebiet bis Thunersee äußern sich nach Buxtorf und Schider die Längsstreckungen vorwiegend ähnlich dem Jura in schiefen Brüchen.

Auch im Innern des Alpenkörpers findet man die Stirnlinien der Teildecken innerhalb größerer Decken oder der großen Decken innerhalb der Deckensysteme in der Richtung des Erlöschens der Decken stets zurückgekrümmt (vgl. Arbenz in Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich 1913). So kommt es, daß die Stirnlinien höherer und tieferer Decken oft verschieden streichen und die eine die andere überkreuzt. Es scheint, daß die Formen der tieferen Schubdecken mehr durch die Segmentation der ältesten Bogen, die höheren mehr durch die Widerstände des Vorlandes bedingt werden. Die großen Decken gehorchen mehr dem allgemeinen Schub, kleinere zwischenliegende hingegen werden oft lokal abgelenkt, oder es entstehen dazwischen auch schräge bis quere Zerrungsfalten. Die gleiche Übertreibung in der Ausbiegung einer Faltenschaar, die zum Zerreißen der äußeren Falten führte, zwang zugleich die Innenseite zur Querfaltung.

Im Kt. Glarus biegen die Stirnlinien der tieferen helvetischen Decken aus Richtung WSW um in Richtung SW und sogar SSW, während die höheren der Richtung nach W oder WSW treu bleiben. In Mittelbünden streichen umgekehrt Falten der höheren (ostalpinen) Decken nach SW, die tieferen (penninischen) nach W oder WSW. Es kann sogar vorkommen, daß die spätere Einwicklung einer Decke anders streicht als ihre Stirn oder ihre Wurzel. Das auffallendste Beispiel dieser Art scheint SE Graubünden zu bieten, wo der oberostalpine Liaszug Bergün—Scanfs—Stilfserjoch ESE, der eingewickelte Triasstirnrand und das aufliegende kristalline Silvrettamassiv derselben Decke NE streichen. Beispiele von Querfalten sind: Die nicht ganz 2 km lange, NW—SE streichende, isoklinale Falte, abgequetscht aus der verkehrten Schichtfolge von der Unterfläche der helvetischen Decken längs des Westrandes des Rinkenkopf bis Setherfurka (Panixerpaß), quergestreckter, verkehrter Dogger am Rotstock ebendort, ferner am Falknis (Trümpy), am Berninapaß (R. Staub) usw.

Die Richtung des Mittelpfeiles eines Faltenbogens entspricht nicht immer der Schubrichtung; es gibt vielmehr, durch allerlei Widerstände veranlaßt, auch viele mehr oder weniger starke Abweichungen von dieser Regel.

Große und kleine Faltenbogen setzen den gewaltigen Alpenbogen zusammen, wobei die Schubdecken ganz wie einfache Falten der Bogenform folgen. Innerhalb

des einheitlich bewegten Körpers kommen Kreuzungen der übereinander liegenden Bogen und gegen die Bogenenden starke Abweichungen im Streichen und quere Zerrungen vor. Es wäre aber ein großer Irrtum, aus diesen Erscheinungen auf lokal primär andere Schubrichtung zu schließen.

## Betrag des Zusammenschubes.

Arnold Heim, Über Abwicklung und Fazieszusammenhang usw. in Vierteljahrsschr. der naturf. Ges., Zürich 1916.

Vor 40 Jahren haben wir ein Ausmaß für den Betrag des Zusammenschubes, den die Erdrinde im Alpengebiete erfahren hat, zu gewinnen versucht, indem wir uns die Falten in einem Querprofil wieder ausgeglättet dachten. Wir fanden damals, daß das Alpenland wenigstens doppelt so breit vor der Auffaltung gewesen sein mußte, daß also z. B. die Punkte Zürich und Como vor der Entstehung der Alpen 120—150 km weiter auseinander waren, als heute.

Wenn wir unsere jetzigen Alpenprofile mit den Überfaltungsdecken im Geiste abwickeln wollen, so stoßen wir auf neue besondere Schwierigkeiten, die bei der Vorstellung der durchweg autochthonen Auffaltung nicht in diesem Maße in Rechnung fallen mußten. Wir dürfen in einem Querprofil nicht mehr alle sich vorfindenden Stücke nach ihrer Faltung messen, jedes in den Schichten, in denen die Faltung am deutlichsten beobachtet werden kann, und diese dann zusammenzählen — aus folgenden Gründen:

1. Beim Bemessen des Zusammenschubes dürfen nicht alle übereinanderliegenden Decken ihrer ganzen jetzigen Lage und Ausdehnung entsprechend mitgerechnet werden. Die passiven Bewegungen müssen dabei ausgeschaltet werden.

2. Bei vielen, besonders in großer Tiefe vollzogenen Verfaltungen ist bald die Schichtfläche im Profil gestreckt, die Schichtmächtigkeit verringert, bald umgekehrt. Um die ursprüngliche ausgeglättete Zonenbreite bemessen zu können, müßten wir volumetrisch oder dann im Querprofil mit der genauen Querschnittsfläche rechnen, und die jetzige Zonenbreite mit Hilfe der Ergänzung der Schicht auf überall ursprüngliche Mächtigkeit reduzieren. Dazu sind die Anhaltspunkte oft unzureichend, die tektonische Stauung oder Streckung zu mannigfaltig. Argand denkt sich, daß die penninischen Decken aus der Tiefe in belastetem Raum herausgepreßt worden seien, etwa wie eine Pasta aus der engen Öffnung einer Tube. „Die großen Ausholungen der Falten entsprechen den inneren Bewegungen einer in ihrer Tiefe deformierten plastischen Masse, und diese Bewegungen zwingen keineswegs zur Annahme einer entsprechend weiten Verlegung des Ganzen. Diese letztere ist gewiß viel geringer als die Summe der Weiten der liegenden Falten" (Eclogae 1916 S. 178 Fußnote). Infolge dieser Art der tief unterirdischen Bewegung sind z. B. innerhalb der penninischen Decken deutlich vielfach auch die Gewölbeschenkel reduziert worden. Wir wissen z. B. nicht, ob die laminierten, in weiten Schlingen gefältelten Quarzite zwischen der St. Bernhards-D. und der Dent Blanche-D. nicht ursprünglich x mal (x = 10 oder 50?) mächtiger waren, als sie jetzt vorliegen, wodurch dem Ausmaß der Faltungsweite aus dem betreffenden Profilstück ein Koeffizient von 1/x beizugeben wäre.

3. Viele Verbindungsstücke auch in den gefalteten Gewölbeschenkeln fehlen. Es ist nicht in allen Fällen zu entscheiden, ob durch Erosion, so daß sie ergänzt für die Bestimmung der ursprünglichen Zonenbreite mitgerechnet werden müßten — oder ob sie durch Abschürfen und Zerreißen tektonisch-passiv fehlen und für die Bestimmung der ursprünglichen Breite deshalb nicht in Betracht fallen.

4. Die Überschiebungsflächen an sich ergeben kein Maß für den Zusammenschub, weil die Rutschflächen stets weiter ausholen als die sich darauf vollziehende Horizontalbewegung. Wir kennen genug Fälle, wo eine Bewegung um bloß wenige Meter Rutschflächen auf Kilometerdistanz verfolgbar erzeugt hat, als ob das Dach kilometerweit überschoben worden wäre.

5. Die Faltung der jüngeren Schichten im äußeren Teil der Schubdecken wird kompensiert durch die Faltung der älteren Schichten im Kernteil. Diese Faltungen dürfen nicht addiert werden. Nur die Abwicklung ein und desselben stratigraphischen Horizontes (Faciesabwicklung), ergibt ein

Maß für den wahren Zusammenschub, d. h. für die Differenz von ursprünglicher und jetziger Breite eines Gebirgszuges (vgl. Fig. 14 u. 19). Arnold Heim kommt durch seine Studien im östlichen helvetischen Deckengebiet wie P. Arbenz zu der Einsicht, daß verschiedene Abteilungen eines ursprünglich übereinander gelegenen stratigraphischen Profiles jetzt oft weit auseinander liegende tektonische Standorte einnehmen. So fehlt z. B. am E-Ende der Axendecke bei Walenstadt über dem Jura die Kreide bis auf wenige Reste, dafür fehlt dem Säntis der Jura, und doch gehören beide zum gleichen Faciesgebiet.

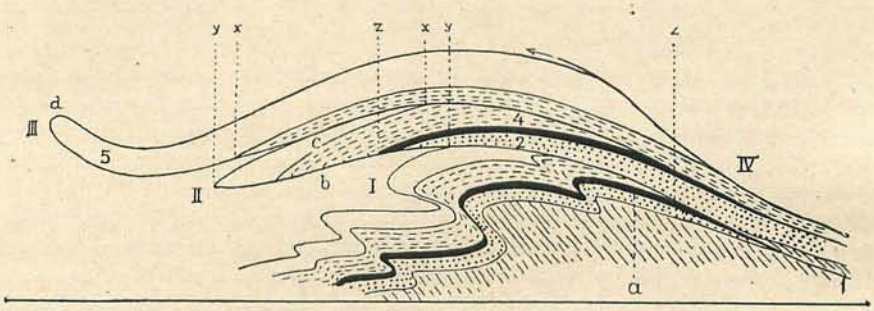



Fig. 19. Schematisches Profil der tektonischen Standorte einzelner Teile einer zusammengehörigen Schichtfolge, nach Arnold Heim.

I—IV = Tektonische Einheiten. 1 — 5, a — d = ursprünglich übereinanderliegende Teile der stratigraphischen Schichtfolge. x — x, y — y, z — z = Überschiebungsbreiten.

Die ursprüngliche kristalline Unterlage der oberostalpinen Trias der Dreischwestern ist 80 bis 100 km weiter südlich in der unterostalpinen Campodecke auf der Ostseite des Puschlav zu suchen. Es ergibt sich daraus die Regel: „Das ursprünglich Liegende einer überschobenen Schicht findet man weiter alpeneinwärts in der nächst tieferen tektonischen Einheit und umgekehrt".

Die Vorbedingungen zu einer genauen Bestimmung des gesamten Alpenzusammenschubes bleiben unerreichbar. Auch bei der größtmöglichen Annäherung werden wir noch um 20—50% unsicher bleiben. Immerhin ist aber die Größenordnung des Zusammenschubes, der die äußeren Teile der Erdrinde zu den Alpen gefaltet hat, bestimmbar.

Für einzelne Gebirgszonen läßt sich der Zusammenschub ziemlich sicher bestimmen. So hat Arnold Heim aus seinen Faciesstudien über die Kreide der östlichen helvetischen Alpen festgestellt, daß die Abwicklung der Kreidezone der helvetischen Decken von Vättis über das Säntisgebirge zurück bis Fläscherberg eine Zonenbreite von 55 km ergibt, gegenüber der heutigen von minus 10 km. Die helvetische Zone hat also einen Zusammenschub von 65 km erfahren. Eine Ausdünnung wie bei den penninischen D. ist hier nicht vorhanden, wohl aber müssen südlichere Abwicklungsstücke zum Teil als Kompensation desselben Zusammenschubes betrachtet werden. Eine Abmessung aus den Profilen von Argand ergab mir unter Berücksichtigung der oben aufgeführten Gesichtspunkte folgende Zahlen:

a) Abgewickelte Breite der Deckengewölbeschenkel der Kreide nördlich des Aar-M. (helvetische und voralpine Zone zusammengerechnet) . . . . . ca. 180 km
Jetzige Breite der Zone . . . . . 60 „
Betrag des Zusammenschubes . . . . . 120 km

b) Abgewickelte Breite der Trias in den penninischen Decken südlich des Aar-M. gegen . . . . . 300 km
Jetzige Breite dieser Zone . . . . . 80 „

Betrag des Zusammenschubes . . . . . 220 km $\times \frac{1}{x}$

Dabei kann der Laminationskoeffizient x vielleicht zwischen 2 und 10 schwanken.

c) Argand hält dafür (briefl. Mitt.), daß eine Horizontalbewegung der dinaridischen Unterlage gegen die Alpen um 70—90 km genügt haben könnte zur penninischen Deckenbildung.

d) Am meisten Sicherheit bietet für die ganze Alpenbreite die oberostalpine Decke, weil sie gewissermaßen wie eine steifere Haut oder ein Deckel der sich innerlich bewegenden faltenden Masse aufgelegen hat und die dinaridische Trias fast lückenlos bis an den N-Rand der Alpen in Bayern gebracht hat. Diese Überschiebung hat direkt eine Breite von 150—160 km. Um den wirklichen Gesamtzusammenschub zu erhalten, sind noch die sekundären Faltungen auf dem Rücken der oberostalpinen Decken und die Faltungen aller unterliegenden Decken — letztere durch den Koeffizienten 1/x vermindert — hinzuzurechnen, so daß wir etwa auf das Doppelte gelangen.

Die in a und b geschätzten Zusammenschübe addieren sich nicht, sondern vertreten sich teilweise. Der Gesamtzusammenschub von Canavese bis Stockhorn oder von Chiasso bis an den Grünten mag 200—300 km betragen haben.

Es ist also sehr wahrscheinlich, daß die Größenordnung des tertiär vollzogenen alpinen Zusammenschubes zwischen 200 und 300 km liegt. Da die Alpen jetzt 120 bis 150 km breit sind, so muß ihre Breite vor ihrer Faltung 2 — 3 mal größer gewesen sein. Die Erkenntnis des Deckenbaues verlangt somit gut gerechnet etwa die doppelte Gesamtbewegung, als die früher angenommene autochthone Faltung. Ein Schwinden des Erdradius von $^1/_2$% bis 1%, eine in sich zusammenschiebende Schrumpfung des Erdumfanges um den gleichen Prozentsatz, in ihrer faltenden Wirkung auf diese Zone lokalisiert, kann die Alpen erzeugt haben.

Penck hat die Vermutung geäußert, daß das Wandern der Decken in abgerissenen Stücken passiv durch stetes Abrutschen an der Front einer unterliegenden, wellenförmig nach N vorrückenden, autochthonen Falte bewirkt worden sei, an das schöne, auf Hawaii betriebene Wellenspiel „surfriding" erinnernd. Gerade bei den größten Schubdecken aber ist der Zusammenhang von der Wurzel bis zur Stirn erhalten, die Decke dabei manchmal durchweg gestaut, gefältelt, nicht gestreckt, nicht zerrissen, nur etwas von Erosion durchlöchert (penninische u. helvet. Decken; ostalpine Decken E des Rheines). Außerdem beweisen die Facieserscheinungen, daß es sich nicht um ein bloßes Verstellen ursprünglich nahe beisammen gelegener Glieder handeln kann. Die Decken bedeuten unabweislich einen großen Zusammenschub, nicht nur ein oberflächliches Wandern abgerissener Streifen.

### Tiefgang der Faltung.

Der Zusammenschub hat sicher nur die Rinde der Erde gefaltet, wobei sich diese auf der vollplastischen Unterlage schwimmend verschob. Der dortige, gewiß allmähliche und abgestufte Übergang in das Nichtgefaltete ist an der zeitlichen und lokalen Grenze von Nachsenkungsrinde und Contractionskern zu suchen. Im allgemeinen ist der Faltungstiefgang unter der ursprünglichen Oberfläche gleich der

Mächtigkeit der gefalteten Schichtmasse, vermehrt um die tektonische Gebirgshöhe. Diese letztere ist gleich der größten, durch Dislokation entstandenen Höhendifferenz ein und derselben Schichtfläche in diesem Gebirge.

Im Juragebirge liegt die Abscherungsfläche des Gefalteten von der Unterlage in ziemlich genau bestimmbarer, nach SE zunehmender Tiefe (Bd. I Fig. 100) von 1200 bis 2700 m unter den heute noch gebliebenen Berggräten, das ist 1800—3600 m unter der ursprünglichen Höhe der Molassegewölbe. Im Gebiete der Préalpes zieht sich die Überschiebungsfläche bloß dieser Deckengruppe 2000—4000 m unter den Gipfeln durch. Von der N-Flanke des Aar-M. auf seinem Rücken beträgt die tektonische Höhendifferenz in der Lage der gleichen Schicht 6—8 km. Im Gebiete der helvetischen Decken besteht eine noch vorhandene Dicke des Faltungspaketes von ca. 6 km und nach Ergänzung des Denudationsverlustes bis zu 10 km. Die autochthone und die helvetische Faltung greifen übereinander zu einer Faltungsdicke von 12 km. Aus den Profilen der penninischen Decken von Argand, deren Zeichnung nicht von Phantasie, sondern von Beobachtung wirklicher Gesteinsmächtigkeiten und Schichtlagen diktiert ist, messen wir: Dicke bloß des kristallinen Kernes der St. Bernhard-D. allein bis 10 km, Monte Rosa-D. 8 km, Dent Blanche-D. 8 km, ganzes penninisches Deckenpaket ca. 30 km. Die Profile von R. Staub aus den Graubündneralpen ergeben dazu für die ostalpinen Decken noch weitere 5—10 km Dicke. Für die tektonische Hauptantiklinale oder First des Alpenkörpers ist ein mindestens 15 km mächtiger Schichtenkomplex in über 25 km tektonische Höhendifferenzen gefaltet zu rechnen. Dies ergibt einen Faltungstiefgang von 35—40 km. Im ganzen dürfte also die vermutete Trennungs- und Verschiebungsfläche zwischen faltender Rinde und schwindendem Kern zur Tertiärzeit auf wenigstens 50 km unter der höchsten Alpenantiklinale eingedrückt gelegen haben. Der Faltentiefgang einer bestimmten Schicht erreicht manchmal das Zehnfache der Meerhöhe ihrer Gipfel.

Daß keine der jetzt noch erhaltenen Falten an der äußeren Oberfläche sich bilden konnte, daß alle mehr oder weniger bruchlose Deformation nur unter großer Belastung eintreten konnte, ist mechanisch selbstverständlich. Die äußersten, ungenügend belasteten Schichten bröckelten in ein Trümmerwerk auseinander, das längst von der Denudation abgeräumt worden ist.

### Massendefekt.

Alb. Heim, Die Schwereabweichungen der Schweiz im Verhältnis zum geolog. Bau, Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich 1915 und „Das Gewicht der Berge", Jahrbuch des Schw. Alpenclub 1919.

Mit Spannung haben wir den Fortgang der Schweremessungen in der Schweiz durch die geodätische Kommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft, ausgeführt durch die Ingenieure Messerschmid und Niethammer, verfolgt. Ich verdanke der geodätischen Kommission der S. N. G. die gütige Erlaubnis, ihre Resultate in den Hauptzügen in beiliegender Tafel I hier mitteilen und besprechen zu dürfen.

Je größer der Faltungstiefgang, desto stärker die Verdrängung tieferer schwerer Erdschalen durch die darüber aufgehäuften, leichteren, eintauchenden Rindenmassen, desto größer deshalb auch der Massendefekt, den uns die Pendelbeobachtungen angeben, und desto höher die noch bleibende Gebirgsmasse, die dadurch getragen werden kann. An dieser Stelle sei nur erwähnt: In der Gebirgsnarbe des Schwarzwaldes

herrscht Massenüberschuß. An seinem S-Fuß ist die Schwere die mittlere normale. Südlich davon beginnt die Faltung, und mit ihrem Tiefgang nimmt der Massendefekt ganz regelmäßig unter dem Juragebirge und dem Molasselande gegen SE bis tief in die Alpen zu. In der Schwerewirkung verschmelzen Jura und Alpen zu einem Körper. Der Massendefekt erreicht sein Maximum unter der Linie der ursprünglich größten Häufung von Deckenfalten übereinander. Am schmaleren S-Abhang nimmt die Schwere rascher wieder zu und erreicht schon bei Locarno den normalen Mittelwert. Der Schweredefekt umfaßt also mit Ausnahme einer Bucht bei Brissago die ganze Schweiz. Die Alpen zeigen dabei die gleiche Unsymmetrie, flachere N-Seite, steilere S-Seite, wie im tektonischen Bau, der Gesamtform und der Steilheit der beiderseitigen Abhänge. Nur der S-Fuß in den Narben der aufgestiegenen Wurzelzonen hat eine schmale Zone von Schwereüberschuß, an welchem zum Teil wohl die Anhäufung basischer Eruptiva der Ivreazone schuld sein wird.

Noch deutlicher ist der Zusammenhang von Tektonik und Schwere im Längsverlauf. Im SW weicht der größte Schweredefekt längs der Innenseite des Mont-Blanc-M. gerade so dieser gehobenen autochthonen Schwelle aus, wie die daran brandenden penninischen Decken. Nach E erreicht der Schweredefekt mit dem Einsetzen der ostalpinen Decken und dem Sinken der helvetischen und penninischen darunter in breiter Ausdehnung sein Maximum. Im Gebiete des Silvrettamassives bei tiefster Lage der höchsten Decken ist er bedeutend stärker, als selbst unter den oberen penninischen Decken im Wallis. Im „Engadinerfenster" (N Schuls) nimmt er, entsprechend der Aufwölbung der Unterlage, wieder etwas ab. Die Region des gesteigerten Schweredefektes in den Ostalpen greift auf dem Tiefgang der Bündnerschiefer westlich in schmaler Zone über Oberalp durch das Urserental und bis ins Oberwallis. Dies beweist, daß die Urserenmulde und die davon überschobenen Wurzeln der helvetischen Decken sehr tief und ganz steil hinabgreifen. Im Tessin, wo südlich des Gotthardmassives die tiefsten Falten in longitudinaler Kulmination am höchsten stehen und am tiefsten abgetragen sind, ragt eine völlige Schwerebucht vom S-Rande her in die Alpen hinein. Im Wallis und Graubünden, westlich und östlich davon fällt der größte Schweredefekt auf die mächtigste Häufung der Decken, während die tektonische Alpenfirst und ebenso die jetzige Kammhöhe beiderseits des Tessin erst südlicher liegen. Die Schwere wird also am geringsten, wo die Barysphäre durch die gehäuften Decken am tiefsten eingedrückt liegt. Südlicher davon, näher gegen die Wurzeln, nimmt sie trotz der größeren Aufstauungshöhe wieder stark zu und schlägt in der Ivrea-Wurzelzone in Massenüberschuß um. Hierin liegt die glänzendste Bestätigung dafür, daß hier die Hauptwurzeln der Alpen liegen. Wären die breiten Massive wie z. B. Monte Rosa, Dent Blanche, Bernina, Silvretta autochthon aufgefaltet, so müßten sie Massenüberschuß aufweisen. Sie haben aber den größten Massendefekt! Die bisherigen Schweremessungen bestätigen also vollauf den Deckenbau.

Diejenigen Krustenbewegungen, welche zu Massendefekten in den Gebirgen geführt haben, sind nicht die Horizontaldislokationen selbst, sondern die nachträglichen Folgen derselben — es sind Einsenkungen durch die Last der aufeinandergeschobenen Faltenmassen. Die letzte große Bewegung der Art zur Wiederherstellung

gestörter Isostatik war wohl die mitteldiluviale Einsenkung des ganzen Alpenkörpers und seiner Randzonen, einheitlich ohne jede zonale, faltende Verschiedenheit, erst nach Abschluß der Faltung erfolgt, welche Einsenkung die großen Täler in Seen und Alluvialböden umgewandelt hat (Bd. I S. 189—195, 403—415). Sie hat den Massendefekt in den Alpen auf seinen heutigen Betrag gebracht.

Auch der Betrag des gefundenen Massendefektes stimmt mit unserer Kenntnis des Faltenbaues sehr gut überein. In den kräftigsten Teilen der Schweizeralpen ist der Faltentiefgang von Schichten, die auch an die Oberfläche treten, etwa 10—20 mal so groß wie das noch gebliebene mittlere Vorragen des Gebirges von ca. 2000 m. Isostatisch gedacht ergäbe sich daraus, daß die in der Tiefe verdrängte Gesteinsmasse in den entsprechenden Stufen ein durchschnittlich um $^1/_{10}$ bis $^1/_{20}$ mal größeres spezifisches Gewicht hatte als die an ihre Stelle eingesunkenen Faltungsmassen, die wir im Mittel auf 2,75 annehmen müssen. Der Massendefekt müßte somit im Maximum gleich sein dem Gewicht von 20000 m Gestein von 0,275 bis 0,137 spezifischem Gewicht. Umgerechnet in eine Gesteinsmasse von 2,4 spez. Gewicht (entsprechend unserer Isogammenkarte) ergäbe dies einen Massendefekt gleich einer Gesteinsschicht von 1140 bis 2280 m — die Pendelbeobachtungen ergeben 1300 bis 1600 m. Auch wenn wir auf Grund der Hypothese voller Isostatik ohne Rücksicht auf den tektonischen Bau überlegen, so müßte einfach das Gewicht des noch gebliebenen vorragenden Teiles des Gebirges dem Massendefekt gleich sein. Die mittlere Höhe des vorragenden Gebirges liegt zwischen 1000 und 2500 m von im Mittel etwa 2,6 bis 2,7 spez. Gewicht. Die beobachteten Massendefekte passen auch in diesen Rahmen hinein, obschon die Isostatik nie vollkommen zutreffen kann. Der Faltenkomplex der Alpen schwimmt tief eingetaucht in die Erdrinde wie die Treibeisberge im Meer, und diese Lage ist nicht direkt durch Horizontaldislokation, sondern erst durch Einsenkung infolge des Übergewichtes der zusammengestauten Rindenmasse isostatisch bedingt. Dadurch ist bewirkt, daß die Alpen nicht 5 bis 10 mal höher sind. Der Faltentiefgang und der Massendefekt beweisen uns das Eintauchen in dichtere Zonen hinab. Die geringe Beweglichkeit der Erdrinde sorgt für relative Stabilität. Noch genaueren Bestimmungen kann es vielleicht einst gelingen, noch mehr Zusammenhänge von Bau und Schwere zu erkennen. Wir möchten die Ausbreitung tieferer Decken unter höheren verfolgen, autochthone und Deckenmassive voneinander unterscheiden, abgescherte verdeckte Wurzelnarben finden. Die Methode der Pendelbeobachtung erinnert an die Perkussion bei der medizinischen Untersuchung; sie sollte uns Aufschluß geben über die Verteilung und Ausdehnung der in der Tiefe sich verbergenden Organe. Allein das Bild der Dichteverteilung durch die Schweremessung an der Erdoberfläche kann auch bei genauester Beobachtung immer nur ein sehr verwischt ausgeglichenes werden.

### 3. Zur Theorie der Alpenstauung.

Unsere bisherigen Betrachtungen haben uns immer wieder auf einen tangentialen Zusammenschub der Erdrinde als Ursache der Kettengebirgsbildung geführt, und wir haben aus dem Bau der Alpen ein Maß für diesen Zusammenschub abgeleitet. Die Theorie der Gebirgsbildung muß die Ursache dieser Bewegung erklären und sie in allen Teilen verständlich machen. Ein einzelnes Gebirge oder die Geologie eines einzelnen Landes sind aber zur Ableitung einer Theorie nicht ausreichend, vielmehr müßten dafür alle Gebirge vergleichend herbeigezogen werden. Und doch kann ich auch hier die Frage nicht ganz übergehen. Wir berühren sie in aller Kürze ohne jeden Anspruch auf durchgreifende Behandlung.

Reyers Gleitungstheorie, M. Reades oder E. Dacqué's thermische Expansionstheorie stehen in so schneidendem Widerspruch mit den tatsächlichen Formen der alpinen Dislokationen, daß sie niemals ernstlich in Betracht fallen können. Ampferers neue, kaum zu benennende Hypothese von dem Einschmelzen und Einschlucken der Zentralzonen macht die Dinge unverständlicher, statt begreiflich. Dutton's Theorie der Gebirgsbildung durch Isostasie trifft sicherlich für viele Be-

wegungen der Erdrinde auch in den Gebirgen zu, erklärt aber niemals die großen Horizontalbewegungen in den Faltengebirgen, sondern nur die Nebenfolgen der Veränderungen der Gewichtsverteilung durch Aufstauung und Erosion. Guébhard verneint die Horizontalbewegung.

Eine ganze Anzahl von Geologen sind schon seit Elie de Beaumont immer ungefähr auf folgenden Gedankengang geleitet worden: Die Erde ist im Innern sehr warm, der umgebende Weltraum kalt. Die äußere Rinde hat sich auf ein Gleichgewicht von Wärmeverlust und Wärmezufuhr eingestellt. Der Gesamtzustand kann kein absoluter Gleichgewichtszustand sein. Vielmehr muß das Erdinnere fortwährend von seinem ungeheuren alten Wärmevorrat verlieren durch Ableitung und Ausstrahlung, warme Quellen und vulkanische Ausbrüche. Die geothermische Tiefenstufe und besonders ihre Vergrößerung mit der Tiefe, d. h. die Beschleunigung der Abkühlung von innen nach außen, beweist, daß die Erde tatsächlich nicht eine Wärmequelle enthält, sondern stetig in starker Abkühlung eines alten Wärmevorrates begriffen ist. Durch Abkühlung schrumpft der Kern zusammen. Die schon abgekühlte Rinde wird ihm dadurch zu groß, sie muß als allseitig geschlossenes Kugelgewölbe durch ihr Gewicht, das ihre Steifheit überwindet, auf den sich verkleinernden inneren Teil nachsinken und sich dadurch in sich selbst faltend zusammenstoßen. Dieser Schrumpfungsprozeß der Erde ist die Ursache der meisten Erdbeben und der Kontinent und Gebirge bildenden Dislokationen. Erwärmung durch Radium kann diesen Vorgang nicht aufheben, nur etwas verzögern.

Immer wieder ist versucht worden, an dieser Theorie zu rütteln, und je nach einzelnen Entdeckungen hat man Modifikationen versucht. Gewiß, es fehlt noch manches, bis sie kritisch vollständig ausgearbeitet ist. Bis heute ist sie aber durch keine andere, in irgend einem Punkte stichhaltigere Theorie ersetzt worden. Sie ist die bisher einzige, welche ein umfassendes Verständnis für den Zusammenhang sämtlicher Dislokationserscheinungen, ihrer Trennung in Vertikal- und Horizontalbewegungen, der Erdbeben und der vulkanischen Vorgänge zugleich ermöglicht. (Sehr übersichtliche Darstellung von E. Kayser in seiner „Allgemeinen Geologie" IV. Aufl., 1912, S. 799—812.)

Freilich wurde die Schrumpfungstheorie etwas verschieden gefaßt. E. Sueß sah die Ursache der einseitigen Bewegung in ungleicher Zusammenziehung verschiedener tieferer Rindenstücke. Das Vorland auf der äußeren Seite des entstehenden Gebirgsbogens wurde überfaltet, das Hinterland aufgerissen und zu vulkanischen Ausbrüchen veranlaßt. Die tieferen Rindenteile übten darnach einen Zug auf das Überliegende aus. Albert Heim dagegen kennt in der Erdrinde im allgemeinen nur Druck, keinen Zug. Die Radiallast der Rinde, die durch Kernschrumpfung ausgelöst wird, setzt sich in einen allgemeinen Tangentialdruck um, der auf die vertikale Flächeneinheit in irgend einer Tiefenschale der Erdrinde sich steigern kann bis zum Gewichte der Volumeneinheit des anliegenden Gesteines, multipliziert mit der Größe des zugehörigen Erdradius. Die ungefähren Zahlen eingesetzt ergibt sich ein Tangentialdruck, der über 1000 mal so groß ist als die rückwirkende Festigkeit des Granites, also groß genug, um jedes Gestein zu zermalmen oder, in der Tiefe unter Druck eingeschlossen, plastisch zu deformieren. Konzentriert auf einzelne disponierte Zonen löst sich der Zusammenschub eines ganzen Erdumfanges durch Faltung und Überschiebung in einer Zone zu einem Kettengebirge aus. Damit erst können größere Stücke dem schwindenden Kerne nachsinken. Faltung und Einsenkung hängen also ursächlich zusammen, sie sind immer die zwei sich begleitenden, aber in der Auslösung manchmal auf verschiedene Regionen der Erdrinde sich verteilenden Dislokationsformen der Erdschrumpfung. Bei Zusammenschub wie bei der Einsenkung wird der Bewegungsbetrag enorm gesteigert durch die Konzentration auf beschränkte Regionen. Das Ausmaß des Zusammenschubes in einem Faltengebirge ist $2\pi$ (d. h. ca. 6) mal größer als das mittlere Ausmaß der gleichmäßig verteilt gedachten zugehörigen Senkungen. Das Senkungsäquivalent zum Horizontalschub, der ein Kettengebirge erzeugt hat, setzt sich zusammen aus den lokalen Senkungen des Vor- oder Hinterlandes, der isostatischen

Einsenkung des Faltengebirges selbst, der Absenkung entfernter oder naher großer Senkungsfelder (Meergründe) und allgemeiner Verringerung des Erdumfanges. Streckungen, welche ein Ausgleich zur Faltung ohne Verkleinerung des Erdumfanges sein könnten, sind unbekannt. Ob wir uns das Erdinnere mäßig warm oder in hoher Glut, fest wie Stahl, flüssig oder gasförmig vorstellen, wo die Grenze zwischen „fest" und „flüssig" liege, alle Spekulationen der modernen Geophysik ändern, wie mir scheint, an dieser Ableitung nichts Wesentliches. Unter dem obwaltenden Schweredruck wird jedes Material in gewisser Tiefe plastisch, so daß sich der Innendruck der Erde durch die Beweglichkeit der Teile langsam aber stetig ausgleicht. Diese gleiche Plastizität kommt wieder zur Geltung bei der Isostasie.

Es sind also im Schrumpfungsprozeß der Erde zu unterscheiden:

1. Primäre Dislokationen, erzeugt durch das Gewicht der ganzen Erdrinde, die dem schwindenden Kern nachsinkend sich anpassen muß. Dieselben teilen sich in Verkleinerung des Erdumfanges durch Horizontalschub (Kettengebirge) und Verkürzung des Erdradius durch Einsenkung (Senkungsfelder).

2. Sekundäre Dislokationen, erzeugt durch das Gewicht der einzelnen entstehenden oder schon entstandenen Gebirge. Dies sind ausschließlich regionale, die Gebirge und ihre nächsten Umgebungen betreffende Vertikalbewegungen zur Erlangung des Gleichgewichtes in der Erdrinde (Isostasie). Sie sind Ausklänge und Nachklänge der primären Dislokationen, meistens erst Einsenkungen durch das Übergewicht aufgestauter Falten oder auch von Eruptiva, nachher vielleicht auch Hebungen durch Entlastungen infolge Verwitterungsabtrag des Gebirges unter gleichzeitiger Alluvionsbelastung in der Umgebung. Die Bewegungen dieser beiden Ursachen greifen bei der Bildung eines großen Gebirges in zahlreichen wechselnden Phasen ineinander.

Geht man rechnend von den bekannten Kontraktionen von Mineralien und Gesteinen bei Abkühlung, von der Zunahme der Dichte bei Erstarrung und Metamorphose, von der wahrscheinlichen Innentemperatur der Erde und der geothermischen Tiefenstufe aus, so ergibt sich, daß der allmähliche Wärmeverlust der Erde sehr wohl ausreichen kann, jeder geologischen Periode genügende Verkleinerung des Erdumfanges, genügenden Horizontalschub zu liefern, um einige große Kettengebirge zu erzeugen. Noch viel mehr ist dies der Fall, wenn in einem gewissen Maße die Auffassung von Sueß zutreffend ist, daß nicht erst die Verkleinerung des ganzen Erdkerns, sondern schon die ungleiche Zusammenziehung einzelner tiefer Rindenstücke die oberen Schichten zur Faltung bringen kann. Das umfassendste Gesetz der Erdschrumpfung dürfte nach meiner Vermutung lauten: der wirklich erledigte horizontale Zusammenschub erreicht, von den Wirkungen der Rotation abgesehen, auf jedem größten Kreise der Erdoberfläche den gleichen Betrag.

Die größte Lücke, welche heute in der Theorie der Gebirgsmechanik besteht, betrifft die Erklärung der an Überfließen erinnernden Art der Bewegung der Decken. Hier wird es unserer Vorstellung schwer, die sichtliche plastische Beweglichkeit mit der Schubleitung auf so weite Distanzen zu vereinbaren. Mögen uns noch viel eingehendere Beobachtungen der Tatsachen und vielleicht auch umsichtige Experimente das Verständnis bringen.

## V. Die Eruptiv- und Intrusivgesteine.

Die Schweizeralpen weisen folgende drei Gruppen von Magmagesteinen auf:

### 1. Zentralmassivische Eruptiva.

Die kristallinen Gesteine der Zentralmassive, autochthon wie überschoben, bestehen stets aus einem Komplex mechanisch miteinander verbundener, stets prä-

triasischer Gesteine verschiedenen Ursprungs: kristalline Schiefer, die teils aus alten Sedimenten, teils aus alten Eruptiva hervorgegangen sind, und typischen Eruptivgesteinen. Die Abgrenzung ist oft unsicher. Die Eruptiva oder genauer Intrusiva sind in den autochthonen wie in den überschobenen Massiven weit verbreitet, oft von großer Masse und Mannigfaltigkeit. Dabei herrschen die sauren Gesteine, die Granite, vor. Gewöhnliche Granite, sogen. „Protogine" oder Alpengranite, Alkaligranite, Banatite, Monzonite treten in großen Massen auf und sind oft von porphyrischen oder aplitischen Randfazies umgeben und von aplitischen und pegmatitischen Gängen durchzogen oder von solchen in den umgebenden Schieferhüllen umschwärmt. Basischere Gesteine sind in geringeren Mengen dazwischen oder herrschen gebietsweise, wie z. B. in der Berninadecke vor. Es sind Stöcke von Hornblendeprotogin, Syenit, Diorit, Gabbro und Gänge von Porphyriten (Kersantiten) bis zu den stark basischen Typen. Die Intrusiva der Zentralmassive erinnern in ihrer Gestalt hie und da an durch Dislokation verstellte Laccolithen (auf Schichtfugen seitlich eingedrungen) oder häufiger an von unten durchgeschmolzene, dislozierte batholitische Intrusivstöcke. Sie treten auch als Gänge oder in Aderschwärmen bis zur innigen Durchdringung des Nebengesteines (Injektionsgneise) auf, oder es sind Orthogneise mit Erstarrungsschieferung.

Die Stöcke wie die Gänge bleiben alle ausnahmslos innerhalb der Zentralmassive. Für die Schweizeralpen bildet mit Ausnahme des Bergellermassives die Trias stets eine die Zentralmassive umschließende Hülle, welche niemals mehr von den Eruptiva der Zentralmassive durchbrochen oder metamorphosiert wird, während das Carbon, manchmal auch noch das Perm, sich zentralmassivisch verhalten kann.

Die Erkenntnis, daß alle unsere zentralmassivischen Eruptiva prätriasisch sind, hat sich umso sicherer immer wieder bestätigt, je ausgedehnter und je gründlicher die Beobachtungen angestellt und kartiert worden sind.

Nach den Plutonisten, wie Studer und Theobald, haben allerdings auch einige neuere Beobachter — nicht auf Grundlage zusammenhängender Kartierungsarbeiten, sondern nur vereinzelter Durchquerungen des Gebirges — behauptet, die Orthogneise des Tessin, die Granite des Gotthard- und Aarmassives, sogar die geschichteten Gneise und Glimmerschiefer des Adulamassives seien mesozoischen oder tertiären Alters und während der Faltung intrusiv in Gewölbekerne eingedrungen (Arndt, Bonney, Freudenberg, Klemm, Lepsius, Rothpletz, Sandberg, Weinschenk). Manche derselben wollten sogar die Dislokationsmetamorphosen der Trias- und Liasgesteine zu Contactmetamorphosen dieser Zentralmassivgesteine umdeuten. Der Versuch ist überall völlig gescheitert. Die Irrtümer liegen auf der Hand: Klemm (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1911 S. 464 usw.) meint, der Gesteinsdruck sei über der Axendecke und über der Lochseite bei Schwanden mächtiger gewesen, als über den Sedimenten bei Airolo. Er verwechselt stehende und bewegende Druckmetamorphose. Seine richtigen Beobachtungen über den Eruptivcontact von Orthogneisen mit „Schiefern" nimmt er als Beweis für die junge alpine Intrusion des Granites und sagt (Sitzungsber. Akad. Berlin 1904 u. 1905): „Jedenfalls beweist die typisch ausgebildete Injektionszone der Schiefer, daß nach dem Empordringen des Granites keine tektonische Veränderung mehr sich vollzogen hat". Er übersieht also, daß seine injizierten Schiefer nur die alten prätriasischen Zentralmassivschiefer sind und daß kein Eruptivcontact am Dolomit oder gar an den Bündnerschiefern sich findet; er übersieht ferner die kataklastische Dislokationsmetamorphose der alpinen Granite und Gneise mit ihrer Sericitisierung; er täuscht sich vollständig über die Stellung seiner an sich richtigen Lokalbeobachtungen zum gesamten großen Bau des Gebirges, in welchem er steht.

Es sind Irrtümer, wenn Lepsius (Notizblatt d. geol. Landesanstalt Darmstadt, 1912, Heft 33) sogar von „jüngeren, bis in den Lias durchsetzenden Granitstöcken der Schweizeralpen" spricht, ohne solche Stellen anzugeben — es gibt keine! Er hält sogar den Sericit für ein Contactmineral. Freudenberg nimmt die stratigraphisch normalen, etwas dislokationsmetamorphen Quarzitbänke zwischen den Bänken von Röthidolomit am San Bernardino für junge Injektionslagergänge eines eruptiven Glimmerschiefers, Verfaltung und Einschlüsse durch Verknetung für Eruptiveinschlüsse. Arndt sieht transportierte Gerölle für Apophysen des unterliegenden Gneises an. Sandberg baut seine Schlüsse auf einer Verwechslung von Dislokations- und Contactmetamorphose auf. In den Jahren 1906—1910 haben Schüler von Weinschenk (wie E. Hugi) mit Begeisterung und in voller Überzeugung am N-Rand des Aar-Massives nach Contactmetamorphosen gesucht. Sie fanden solche, aber nur an alten Einschlüssen, niemals am mesozoischen Sedimentmantel, und sie stimmen nun wie Königsberger, Sauer, Lotze und Wilkens mit uns überein: die Intrusivgesteine der alpinen Zentralmassive sind älter als die Alpenhebung, sie verhielten sich bei der letzteren passiv.

Wir fassen die Tatsachen betreffend das Alter der zentralmassivischen Eruptivgesteine — immer den Bergeller-Stock ausgenommen — kurz zusammen:

1. Nirgends werden mesozoische Sedimente der Schweizeralpen von einem Gang als Ausläufer von zentralmassivischen Eruptivgesteinen durchsetzt. Die Abgrenzung der Zentralmassive gegen die mesozoischen Gesteine ist meistens eine scharfe Transgression, oft mit zwischenliegenden Arkosen und mit mechanischer Verknetung, niemals ein Eruptivcontact.

2. Nirgends sind mesozoische Sedimente der Schweizeralpen durch den Contact mit einem zentralmassivischen Eruptivgesteine contactmetamorph geworden.

3. Alle im Gebiete der Zentralmassive gefundenen Contactmetamorphosen betreffen prätriasische Gesteine und liegen innerhalb des Zentralmassivkörpers.

Beispiele: Marmorfetzen in zentralmassivischen Eruptiva, im Gasterngranit am Kandergletscher, im Haslital, Meyental, Arpille usw. Zahlreiche contactmetamorphe Schiefergesteine bis und mit Carbon im Innern der Zentralmassive. Diese Erscheinungen gehörten schon dem hercynischen Gebirge an, das erst jungtertiär ohne neue Eruptiva von den Alpen neu gehoben und mechanisch absorbiert worden ist. Contactmarmore in der Valpellineserie der Dent Blanche-Decke usw.

4. Die als Contactmetamorphosen durch zentralmassivische Eruptiva gedeuteten Umgestaltungen benachbarter mesozoischer und tertiärer Sedimente sind typische Dislokationsmetamorphosen.

5. Gerölle zentralmassivischer Eruptiva finden sich oft in carbonischen, triasischen, jurassischen und tertiären Konglomeraten, also in Gesteinen älter als die Alpenfaltung.

6. Die zentralmassivischen Gesteine selbst, alte Sedimente, wie Eruptiva und ihre Contactresultate, sind zonenförmig dislokationsmetamorph.

Am gewöhnlichsten ist Schieferung, die auch Gänge durchsetzt und sogar faltet. Oft sind die Gesteine ganz von Rutschflächen durchsetzt oder gefaltet und gefältelt, kataklastisch, linear gestreckt, mylonitisiert oder gar völlig umminералisiert. Die in den Zentralmassiven überall zu sehenden mechanischen Deformationen (Beispiel Fig. 20 und 43a) beweisen, daß diese Eruptiva die große tertiär-alpine Dislokation miterduldet haben.

7. Die zentralmassivischen Gesteine sind mit den posttriasischen Sedimenten verfaltet und verschuppt, in verwickelten Dislokationscontacten verzahnt.

Dabei sind mesozoische lamellierte Gesteinspakete weit in die kristallinen Falten eingeklemmt, wie z. B. Umgebung Zermatt zwischen St. Bernhard- und Dent Blanche-Decke (Argand), Fernigermulde, „Jungfraukeil", Puntaiglaskeil usw. Andererseits gibt es mylonitisierte Lamellen der zentralmassivischen Eruptiva, die durch die alpine Faltung weit hinaus zwischen die mesozoischen und tertiären Gesteine verschleppt sind, wie am SW-Ende des Aar-M. (Lugeon), SE-Rand des Mont Blanc, Val Ferrex (Rabowski), Dents de Morcles (Lugeon), Dents du Midi-Gebiet (de Loys), Tour Saillière (Collet), N-Randgebiet des Adula-M., (Wilkens und Roothaan), Schams (Herm. Meyer und Welter), Gebirge zwischen Bedretto und Maggia (H. Preiswerk).

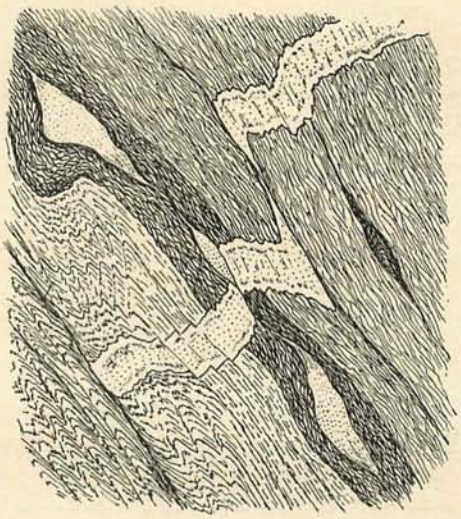


Fig. 20. Beispiel mechanischer Deformation von Para- und Orthogesteinen samt aplitischem Lager- und Quergang vom Bristenstock.

Die Eruptiva der Zentralmassive sind also prätriasisch entstanden und sind tertiär bei der Auffaltung der Alpen bewegt und dislokationsmetamorph verändert worden. Die prätriasischen Eruptiva betragen dem Quantum nach wohl mehr als $^{9}/_{10}$ der schweizerisch alpinen Eruptiva überhaupt.

„Prätriasisch" bedeutet für uns **nicht** aktiv mitbeteiligt an der Türmung der heutigen Alpen. Allein innerhalb prätriasischer Zeiten sollte das Alter noch näher präzisiert werden können. Wir sind aber erst über wenige Fälle aufgeklärt, die schon die Mannigfaltigkeit der paläozoischen Geschichte andeuten.

Granit und Petrosilex des Massiv der Aiguilles Rouges liegen dort als Gerölle im hercynisch gefalteten Carbon. Diese Intrusiva sind also älter als die hercynische Faltung. Dagegen hat R. Staub gezeigt, daß die Intrusiva im Berninamassiv der letzteren unmittelbar nachgefolgt, also jungpaläozoisch sind.

## 2. Mesozoische Eruptiva.

Vortertiäre Eruptiva außerhalb der Zentralmassive finden wir in viel beschränkterer Ausdehnung. Von den Graniten, Porphyren und Pegmatiten, welche das Carbon durchdringen und metamorphosiert haben, soll hier nicht mehr die Rede sein, denn wo sie vorkommen, bleiben sie mitsamt dem Carbon innerhalb der Zentralmassive. Anders verhält es sich in den großen Permgebieten von Glarus und St. Galler Oberland. Der Verrucano, in welchem konkordant zur Schichtung Lagergänge von Porphyr und sogar schlackige Lavaströme von Melaphyr, Diabas, Spilit, sowie Breccien und Tuffe dieser Gesteine sich finden, nimmt am Deckenbau außerhalb des Zentralmassives teil. Die Porphyre der Umgebung des Luganersees liegen zwar zwischen dem Zentralmassiv des Seengebirges und dem Buntsandstein, benehmen sich aber mit ihrer flächenhaften Ausbreitung keineswegs zentralmassivisch. Das Perm der ostalpinen Decken enthält Quarzporphyre (Bellaluna bei Bergün, Arosergebirge). In Tirol kommen außer den mächtigen permischen Porphyren (Bozen) auch noch solche in den Raiblerschichten vor. Nahe der Schweizergrenze in Liechtenstein hat

Trümpy in den Raiblerschichten ein 2 m mächtiges Diabaslager und Diabastuffite gefunden. Spitz gibt Diabasporphyrite aus den Raiblerschichten der Lischannagruppe und Tarnuzzer einen Quarzporphyr in Wettersteindolomit von ebendort an. Sonst fehlen in der Schweiz anscheinend Porphyre jünger als Perm.

Die Eruptiva in den liasischen Bündnerschiefern sind ausschließlich basischer Natur. Es sind „Ophiolite", „Pietre verdi": Gabbro, Diabas, Variolit, Wehrlit, Dunit, Pikrit, Peridotit, Serpentin, Topfsteine, Grünschiefer (d. h. stark laminierte Grünsteine, Prasinite, bestehend aus Hornblende, saurem Plagioklas, Epidot, Titanit oder Rutil und Eisenerzen); sogar Diorit kommt vor. Die Hauptgebiete sind in Graubünden die Umrandung und Decke am „Engadinerfenster", Gebiet von Arosa bis Rhätikon („Schuppenzone", „Aufbruchszone"), Oberhalbstein mit Silserseezone, Val Malenco, Monte della Disgrazia und endlich Vals. Westlich finden sich die Grünsteine massenhaft im Saastal über Strahlhorn, Zermatt nach Aostatal, am N-Rand des Dent Blanche-M. und weiter in den West- und Ostalpen. Stöcke, Linsen und Lager sind reichlich verbreitet. Durchbruchsformen sind nur von wenigen Stellen nachgewiesen (Silvaplana, Urdental). Obschon die Täler in solchen Gebieten Aufschlüsse bis über 2000 m tief in das Substratum geschaffen haben, sind noch nirgends Wurzeln, Zufuhrkanäle in der Unterlage entdeckt worden. Viele der Ophiolite sind dislokationsmetamorph stark mitgenommen, ummineralisiert und in der Struktur ganz verändert (Prasinite). Oft sind sie von Rutschspiegeln flasrig durchzogen (Serpentine). Sie sind wohl meistens von ihren Gangwurzeln abgerissen, verschleppt und sodann konform den sie einschließenden Sedimenten gestreckt und mitgefaltet worden. Allein manchmal liegen sie auf weite Ausdehnung ohne Überschiebung und dennoch sind Wurzelgänge nicht zu finden.

Deutliche Contactmetamorphosen durch Ophiolite sind selten, kommen aber vor. Triasdolomit ist am Piz Lunghino durch Serpentin (Peridotit) in Vesuvianfels umgewandelt. R. Staub fand am Silvaplanersee, auf Alp Sess in Oberhalbstein, in Val Natons, am Paß d'Uer Trias oder Bündnerschiefer von den Grünsteinen contactmetamorph geworden. In Val Marozzo haben die Serpentine aus Bündnerschiefer Diopsidfels gebildet.

Die Altersbestimmung ist noch unsicher: Lias bis Oligocän. Oft, z. B. in der Umgebung von Vals, findet man die Grünschiefer in ausgebreiteten, ganz dünnen Schichten den gefalteten Bündnerschiefern konkordant eingelagert, so daß ich sie dort für den liasischen Bündnerschiefern zeitgenössische Einlagerungen von Diabastuffen angesehen habe. Die mikroskopische Untersuchung kann freilich bei solcher Metamorphose die Tuffnatur nicht mehr sicher feststellen. Bei Casaccia, Hinterrhein, Bernardino lagern sie ähnlich. Steinmann hält die Grünschieferschichten alle für Lagergänge. Er fand nach langem Suchen im Arosergebiet (Urdental) einen variolitischen Spilitgang senkrecht durch flachliegenden Triaskalk gehend, am Brüggerhorn kretazische Hornsteinbreccie und Malmkalk mit Radiolarit von Serpentin injiziert. Ähnlich fand Theobald im Dolomit an verschiedenen Stellen Serpentin, ebenso Ball bei Davos. Contactwirkungen sind an Trias und Bündnerschiefern selten, an Malm niemals erkennbar gebildet. Im Wallis fand Preiswerk die Bündnerschiefer nach Diabascontactart bereichert an Kieselsäure und Natron und mit Albit durchsetzt, hält dies aber nicht für Contactmetamorphose. In mesozoischen Breccien sollen die Bruchstücke der Ophiolite fehlen, erst im Oligocän treten sie auf, während der Oligocänflysch selbst, wo er aus penninischen Regionen stammt, keine Stöcke und Lager enthält. Steinmann denkt deshalb an eocänes Alter, obschon gerade der von ihm hervorgehobene Zusammenhang der Ophiolite mit

Radiolarit auf tiefmeerische gleichzeitige Bildung deutet. Argand setzt die „Pietre verdi" in Verbindung mit den Eruptiva der Ivreazone — auch tertiären Alters. Sollten die Taveyannazgesteine die zugehörigen Tuffe sein, so wäre ihr oligocänes Alter bestimmt. Resultat: ältestens Lias, wahrscheinlich eocän, jüngstens oligocän, Fragen noch offen.

Die Grünsteine treten nur in den mesozoischen Schiefern und nur im Gebiete der oberen penninischen und unteren ostalpinen Decken massenhaft, in anderen nur spärlich auf. Sie erstrecken sich aber in den genannten Zonen bis an das tyrrhenische Meer. Die Flyschzonen des Appennin mit ihren Ophioliten wiederholen im Tertiär die Erscheinungen der mesozoischen Eruptiveinlagerungen der Alpen.

Ophiolite treten in verschiedenen Kettengebirgen, im einen in älteren, im andern in jüngeren Formationen auf. Überall zeigen sie die gleichen Erscheinungen und lassen die gleichen Fragen unbeantwortet. Vielfach sind die Beobachter zu der Ansicht gelangt, sie seien gleichzeitig mit der Dislokation auf den Überschiebungsflächen eingedrungen und gleichzeitig verschleppt worden.

Das jüngste nicht zentralmassivische Eruptivmaterial der Schweizeralpen ist das Taveyannaz-Gestein, das sich als lauchgrüner, hellgrau getupfter Schalstein (Diabas und Diabastuff) zwischen Nummulitenkalken geschichtet und unter oder im Flysch, sowohl im helvetisch-autochthonen, als auch in den tiefsten helvetischen Decken von den Diablerets (Alp Taveyannaz) bis ins Weißtannental erstreckt und mit dem Flysch gefaltet ist. Mischgesteine mit Sandsteinen begleiten das Taveyannazgestein. Eruptives Material ist sedimentär gelagert und alpin gefaltet (Näheres darüber im Abschnitt „Helvetische Decken").

Das Alter dieser verschiedenen Eruptiva konnte bis jetzt meist nur nach der einen Seite hin bestimmt werden. Die Melaphyre und Porphyre im Verrucano sind sicher permisch (Näheres im Abschnitt „Verrucano der helvetischen Decken"), ebenso die Porphyre und Porphyrite des Luganersees. Die Ophiolite der ostalpinen Raiblerschichten sind triasisch; diejenigen im Bündnerschiefer sind höchstens liasisch (Tuffschichten?), vielleicht viel jünger — tertiär — eingedrungen. Das Taveyannazgestein ist eocän oder oligocän.

Sicher aber ist der Durchbruch aller dieser Gesteine älter als die alpine Faltung, durch welche sie passiv mitgefaltet, mitgequetscht, von ihren Wurzeln abgerissen und an ihren jetzigen Standort verschleppt worden sind.

### 3. Tertiäre (postalpine) Eruptiva (Bergeller-Massiv) (Tafel XVII).

R. Staub, Geolog. Beobachtungen am Bergellermassiv, in Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich 1918.

In den südlichen Teilen der Ostalpen (Predazzo, Adamello usw.) sind bekanntlich Contactmetamorphosen an Triasgesteinen herrlich zu sehen. Von mehreren Beobachtern (Lepsius, Salomon u. a.) ist deutlich gemacht worden, daß der „Kranz der periadriatischen Granitstöcke" wahrscheinlich erst in der Tertiärzeit durchgebrochen sei. Sueß hat die Erscheinungen zu einem großen Überblicke zusammengestellt. Allein der Schluß einzelner, auch die Orthogneise des Tessin und die Granite der autochthonen Massive seien dazu zu rechnen, hat sich nicht bewährt. Wohl aber können wir heute feststellen, daß doch der Doppelkranz der jungen Granit- und Tonalit-Eruptivstöcke in seiner nördlichen Reihe auch in den schweizerischen Südalpen noch vertreten ist. Schon Studer hatte den Granit auf der S-Seite des oberen Bergell, das Bergeller-M., für einen Eruptivstock gehalten. Theobald („Beiträge", Lfg. 3, 1866 und geolog. Karte 1 : 100000, Bl. XX) suchte die Grenzen des Granitmassives, sah das gangförmige Eindringen in Amphibolite und Gneise, wußte, daß der Monte della Disgrazia kein Granit mehr ist, daß der

Granit von dem des Bernina-M. verschieden ist, daß Schriftgranitgänge darin vorkommen und fand die geschichteten kristallinen Gesteine vom Granit wegfallend. Dies bestätigte seine vorgefaßte Meinung, den Granit als den Erheber der ganzen Gebirgsregion zu betrachten. Der Altersunterschied gegenüber den Berninagesteinen und der Unterschied beider im Verhältnis zur Alpenbildung blieben ihm verborgen. In begeisterten Worten schildert Theobald die großartige Wildheit und Schönheit dieser Granitlandschaft. Er fand vielerorts Nester von Epidot; allein er deutete sie nicht als Contactmetamorphosen. Lange erhielt das Bergeller-M. keinen eindringlichen geologischen Besuch mehr. Auf kurzen gelegentlichen Wanderungen bewunderte auch ich die Schwärme von Granitgängen im Amphibolit am Fornogletscher und die Frische und Unverdorbenheit des Granites am Albignagletscher. Führer Klucker in Fex sah 1892 den weißen triasischen Contactmarmor am Piz Vazzeda und machte ihn namhaft. Er war es auch, der das ganze Bergeller-M. dem Alpinismus erschlossen hatte. 1912 äußerte sich Steinmann, ganz nur auf Grund des Aussehens des Granites, dahin, dieser Granit sei jung. Er schrieb 1913 darüber: „Hier haben wir also einen granitischen Intrusivkörper ganz junger Entstehung, jünger als alle alpinen Dislokationen, jedenfalls tertiär, wahrscheinlich jungtertiär, und zwar ganz und gar nördlich der Tonale-Linie, im Wurzelgebiete der lepontinischen oder tieferen ostalpinen Decken, und wie die jungen Ganggesteine des Ortlergebietes auch in die abfließenden Decken eingreifend". Im gleichen Jahre bestätigte H. P. Cornelius den Eruptivcontact des Bergellergranit mit Gneis, Amphibolit und Grünschiefergesteinen und fand ihn im Val Masimo mit Trias. Der Krieg brach seine Beobachtungen ab. 1917 begingen, geologisch kartierend, R. Staub und Frau S. Staub systematisch die Randzone des Granites. Sie trafen auf herrliche Erscheinungen und führten nachher A. Jeannet, mich und später Lugeon an die merkwürdigsten von ihnen entdeckten Stellen im Gebiete des Fornogletschers.

Zusammenfassend ist nun zu sagen: Der Intrusivstock auf der S-Seite des oberen Bergell ist petrographisch auffallend einheitlich. Weitaus die Hauptmasse besteht aus hellem, fast weißem grobkörnigem Granit mit Orthoklaszwillingen von 3 bis 10 cm Durchmesser. Häufige, unregelmäßig verteilte, der Masse nach sehr untergeordnete Abänderungen sind: Granite fast nur aus großen Orthoklasen gebildet, dieselben sich berührend, Quarz und Biotit fast nur in den Zwischenräumen; feinkörnige Granite, letztere hie und da Kugelgranite, sodann in Gängen Aplite. Auffallenderweise fehlen Quarzporphyre und basische Begleitgesteine anscheinend vollständig! Offenbar ist der Granit auf dem Wege der endogenen Contactmetamorphose in bedeutender Ausdehnung durch Tonalit (mit Übergängen in Syenit, Titanitsyenit, Diorit) vertreten.

Alle diese Gesteine des Bergellermassives überraschen durch ihre frische Holokristallinität und Massigkeit ohne Dislokationsmetamorphose. Wechselnd gestellte, ebene oder wenig gekrümmte Erstarrungsklüfte zeichnen sich in den ungeheuer wilden, steilen, ruinenhaften Bergformen ab, während Druckschieferung, Kataklase, Sericitisierung fehlen. Etwas Ähnliches ist in den ganzen übrigen Schweizeralpen nicht zu sehen! Der Intrusivstock durchsetzt sichtbar von unten nach oben, ohne sie aus ihrem Verbande, ihrer Lage, ihren Verfaltungen und Verfältelungen zu bringen, alle kristallinen und sedimentären Gesteinszonen der Adula-, Tambo-, Suretta- und Margna-Decke, letztere in derjenigen Partie, welche der Valpellinserie des Wallis entspricht. Die ostalpinen Decken sind dort nicht mehr erhalten. In zahllose Schollen aufgelöst schwimmen die umgrenzenden Gesteine im Intrusivmassiv und eine Menge von Ausläufergängen des letzteren durchschwärmen die durchbrochenen Gebirgsglieder in allen Richtungen. Eine Besonderheit zeigt sich darin, daß auch in feinen Gangapophysen echter, sogar oft sehr grobkörniger Granit auftritt. Die Intrusion trifft die Decken nahe den Wurzeln und

zum Teil die Wurzelzonen selbst. In der Hauptsache liegt sie an der Stelle der mächtigen letzten (insubrischen), knieförmigen Deckenaufwölbung, als wäre sie von dieser („die Alpen aus den Angeln hebenden Bewegung") emporgesogen worden. Der Intrusivstock mißt ca. 20 km in der Längsrichtung des alpinen Streichens, ca. 15 km in der Breite. Er nimmt selbst nicht Anteil am alpinen Deckenbau — im Gegensatz z. B. mit dem Julier-Albula- oder Bernina-Granit. Die Gesteine zeigen den Stockgrenzen entlang die großartigsten und klarsten Contacterscheinungen, die man sehen kann. Unzählbare Schollen der durchbrochenen Deckengesteine in allen möglichen Formen und Größen, oft in großen Schichtpaketen mit stratigraphischer Schichtfolge, schwimmen in Granit und Tonalit. Gneise, Amphibolite, Grünschiefer, besonders Triasquarzite, Dolomite, Rauchwacken, Quartenschiefer, Bündnerschiefer u. Bündnerschiefermarmore zeigen Contactmetamorphosen, die deutlich vom Stockrand gegen die Tiefe und das Innere und auch gegen W an Intensität und Breite zunehmen. Strahlstein, Epidot, Granatfels, weißer Marmor voll roter Granaten, Vesuvianfels, Diopsidfels, Wollastonit erscheinen in den Umwandlungszonen der Einschlüsse. Schneeweiße, grobkörnige Dolomitmarmore bilden den Piz Vazzeda. Manchmal wieder glaubt man Auswürflinge des Monte Somma aufzulesen, besonders wo die Calciumsilikate schöne Kristalle in pneumatolytischen Zellen bilden. Die Triasdolomite sind von bald grobkörnigen, bald aplitischen Granitgängen durchsetzt (Fig. 23). Im Granit wie in den umhüllenden Deckengesteinen verlaufen die Aplitgänge oft einige hundert Meter geradlinig frei von jeder Dislokationsstörung. Die endogene Metamorphose zeigt sich in Reihen von Diopsidkristallen in den Randzonen der Aplite, in Ausscheidung von Titanit und besonders in Übergang zu Tonalit, da, wo der Granit viel Amphibolit, Ophiolit oder Dolomit aufzuzehren bekommen hat. Viele Stellen übertreffen an guter Entblößung sowie Mannigfaltigkeit und Großartigkeit der Contacterscheinungen bei weitem alles, was man in den berühmten Contactgebieten von Predazzo oder von Finnland, Schweden oder Norwegen sehen kann! Die äußere Gestaltung des Granitgebirges übertrifft alles an großartiger schauerlicher Ruinenhaftigkeit.

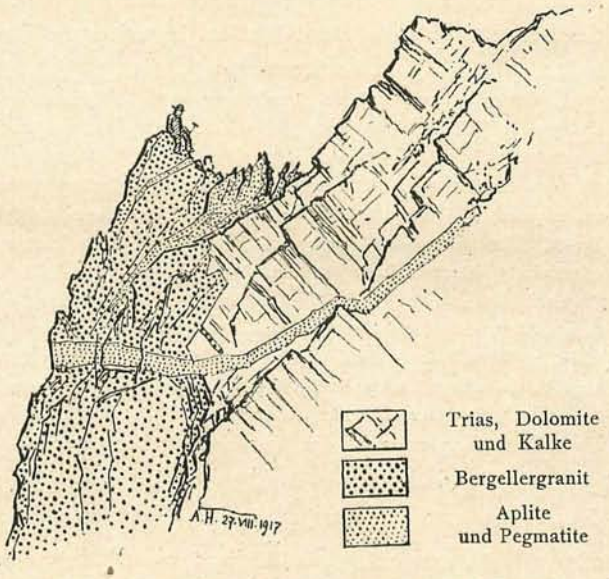



Fig. 23. Partie an der Westseite des Passo di Vazzeda (Fornogletscher).

Das Alter der Intrusion des Bergeller-Granitmassives wird wie folgt bestimmt: Die Intrusion ist jünger als die endgültige Lagerung der durch-

stoßenen oder durchschmolzenen Decken, inklusive der ostalpinen, also, wie die Tektonik an der Stirn dieser Decken zeigt, jünger als Oligocän. Spuren ausklingender alpiner Dislokation jünger als die Intrusion fehlen dem Bergeller-M. nicht ganz. Sie sind in etwas Anstauung der metamorphen Deckenränder erkenntlich, in spärlichen Rutschstreifen an Absonderungsfugen im Granit und in der Aufrichtung der südalpinen Molasse (Fig. 17). Diese letztere schließt nach meinen sowie nach den Beobachtungen von E. Blumer und besonders von Martha Pfister (noch nicht publiziert) von Camerlata über Rebbio (große Steinbrüche), den Monte Olimpino, Uggiate, Rodero, Azzate bis an den Lago di Comabbio zahlreiche Gerölle und merkwürdigerweise auch große Blöcke eben dieser Intrusiva des Bergeller-M. ein. Das Alter der Intrusiva des Bergeller-M. ist somit als unter- oder mittelmiocän bestimmt.

(Zugleich Ergänzung Bd. I zu S. 93—95): Das Phänomen der großen Blöcke in der Molasse S Chiasso bietet allerdings noch Rätsel. Zunächt möchte man manche der Blöcke von $^1/_2$ bis 3 m Durchmesser, die frei obenauf liegen (Pedrinate, M. Olimpino), für erratisch halten. Allein man trifft sie auch durchweg im unterlagernden lockeren Molassesandstein und sieht an manchen Stellen, daß sie nur durch Abspülung des verwitterten Sandsteines freigelegt und an der Oberfläche gehäuft liegen. Die Blöcke sind unregelmäßig geformt, stets kantengerundet, Schlagfiguren sind nicht zu erkennen, Gletscherschrammen und Ton fehlen. Fast alle sind typische Granite, Tonalite und Pegmatite des Bergeller-M. Nur in kleineren Blöcken oder in Geröllen der Nagelfluh stellen sich zahlreiche andere Gesteinsarten ein. Sichere Luganeserporphyre scheinen in der Molasse zu fehlen, während sie erratisch häufig sind. Wie der Transport dieser großen Blöcke in den Molassesand hinein stattgefunden hat, ist eine Frage. M. Pfister ist geneigt, den Molassesandstein mit den eingeschlossenen Blöcken für ein durch Strandwirkung umgelagertes Molassedelta zu halten. Ein näherer Vergleich mit den Erscheinungen der Superga könnte zur Lösung des Rätsels führen.

Der Bergeller Granit-Tonalitstock steht nicht vereinzelt da. In einer schmalen Zone setzt er sich westlich in den Wurzelzonen fort bis in die Marmontana und Melirolo E von Bellinzona (Tafel XVII), wo ihn schon Studer und Escher gekannt haben. Er hat zusammen mit den ihn durchsetzenden oder von ihm ausgehenden Gangschwärmen von Aplit und Pegmatit die Wurzelregion der Umgebung von Bellinzona nach deren tektonischer Vollendung injiziert und contactmetamorph umgewandelt. Die Contactmetamorphosen zeigen keine Spur späterer alpiner Dislokationswirkung. Sie sind noch nördlich über Castione und westlich bei Locarno zu erkennen, wo der Tonalit-Granit die Oberfläche nicht mehr erreicht. Er findet seine Wiederholungen in den Diorit- und Syenitstöcken von Ivrea und bei Biella mit ihren Contacthöfen, im Diorite von Traversella und Teritta (Novarese, Argand). Dort gibt es auch Andesitgänge, während wir bisher vergeblich nach andesitischen Ausläufern oder Nagelfluhgeröllen des Bergeller-M. gesucht haben. Gegen E setzen die jungen Intrusiva im Gailtal fort. Südlicher liegt die Tonale-Linie, die Alpen und Dinariden scheiden soll. Dort außerhalb der Schweiz, am „Nordrande der Dinariden" folgt der längst bekannte „periadriatische Kranz" junger Tonalitintrusionen. Auch diese tertiären Intrusionen vermochten nicht aktiv an der Gebirgsbildung zu arbeiten. Das Magma drang nach oben sich durchschmelzend in die fertigen Schubdecken ein und erstarrte darin wie mächtige Nietbolzen. Die Durchbrüche des Bergeller-M. bilden auch nicht Vulkanberge, wie etwa Elbrus und Kasbeck im Kaukasus. Keine Spur von Vulkanform ist zu erkennen, zugehörige Erguß- und Tuff-

gesteine fehlen. Nur der Tiefenstock mit zahllosen auslaufenden Gängen, äußerlich ganz nur durch Erosion und Verwitterung modelliert, steht da. Nur der Geologe kann diesen Bergen ansehen, daß sie etwas ganz anderes sind, als ihre Nachbarn. Ob diese Gesteinsstöcke ganz nur unterirdisch als Batholithe erstarrt sind, ohne sich bis zur Oberfläche durchzuschmelzen, oder ob oben Vulkane ausgebrochen sind, ist noch nicht bestimmt.



Fig. 24. Gipfel des Gallo (Bergellermassiv).

Eruptiva, die sich an der alpinen Dislokation aktiv treibend betätigt hätten, sind also nicht gefunden. Die einen kamen hierfür viel zu früh, die anderen etwas zu spät. Die einzigen, die vielleicht während der großen alpinen Dislokation ausgebrochen sind, die Ophiolite im Bündnerschiefer, sind völlig unselbständig gelagert, auf Fugen eingedrungen, in Fetzen verschürft und verschleppt —, ganz nur nach dem Willen der Deckenschübe und ohne irgend eigene gestaltende Kraft zu zeigen. Die Alpen, so viel Eruptivgesteine sie auch enthalten, sind eben kein Eruptivgebirge. Sie sind ein Dislokationsgebirge, bei dessen Erdkrustenbewegungen alle hier schon vorhandenen Gesteine, gleichgültig welcher Entstehungsart, mitergriffen worden sind.

## VI. Die jetzige Gebirgsoberfläche.

Lange machte man sich über die Bedeutung der Verwitterung und Erosion im Gebirge ganz ungenügende Vorstellungen. Nur die letzte Ausbildungsform der Talabhänge und Talböden hielt man für Wirkung der Atmosphärilien; die Hauptsache zur Talbildung sollten Dislokationszerreißungen getan haben. Klassiker der Alpenforschung, wie B. Studer und W. Gümbel, blieben hierbei stehen. Arnold Escher freilich war auch in dieser Frage seinen Zeitgenossen weit voran. Wie später L. Rütimeyer („Tal- und Seebildung" 1869), so hatte Escher schon lange betont, daß die Erosion im Dislokationsgebirge noch kräftiger gearbeitet haben müsse, als im horizontal geschichteten Gebirge, wo man ihr allein früher große Bedeutung zuzuschreiben vermochte. Als Alb. Heim (z. B. im „Mechanismus" 1878) die äußere Modellierung der jetzt noch vor uns stehenden Alpen ganz der Verwitterung und Erosion zuschrieb, wehrte sich Heer in einem besonderen Kapitel der 2. Auflage seiner „Urwelt der Schweiz" (1879) mit dem Hauptargument dagegen, dies übersteige unsere Vorstellung. Daß die ursprüngliche Oberfläche viel höher angelegt und viel ungegliederter war, zeigte sich immer bestimmter aus den tektonischen Profilen im Vergleich zur Gestaltung von Berg und Tal. Erst die Arbeit von Erosion und Verwitterung, nach dem vorliegenden Materiale tastend, hat den inneren Bau auch äußerlich sichtbar herausgeschält.

In den jetzigen Alpen gibt es wohl keine einzige Stelle, wo weniger als einige hundert Meter Gestein durch Verwitterung und Abspülung abgetragen worden sind. Aus dem tektonischen Bau erkennen wir vielmehr, daß an manchen Stellen, selbst von den höchsten Gipfeln, Tausende von Metern weggenommen sind. Was noch über das Meer vorragt, ist nicht mehr ein Drittel des darüber aufgestauten Volumens. Das Abgetragene liegt zerrieben in Gerölle, Sand und Schlamm in den Flußebenen bis ins Meer hinaus oder, aufgelöst und zum Teil wieder abgesetzt, in den umgebenden Meergründen. Alle Formen, die wir jetzt bewundern, sind Ruinen,

herauspräpariert aus einem ursprünglich viel massigeren, stumpfer angelegten Körper; alles was wir jetzt in den Alpen sehen und betreten, gehörte früher dem Berginneren an. Diese Modellierung und Gliederung in Tal und Berg hat schon mit dem ersten Auftauchen von Festland begonnen und ununterbrochen fortgearbeitet. Gewiß war sie geleitet und beeinflußt von Dislokationsbewegungen und von der inneren Zusammensetzung und Struktur des Gebirgskörpers. Ganze Zonen mußten zeitweise in Kollision von Verwitterungsmodellierung und Dislokation gestanden haben, so daß der eine Vorgang den andern an der Arbeit direkt beeinflußte. Allein diese Dinge haben sich meistens hoch über den Gesteinen, die jetzt an der Oberfläche liegen, vollzogen oder sie sind zum Teil in unerkenntlich gewordener Form auch überschoben und eingewickelt oder hinabgegraben im noch vorhandenen Gebirgskörper enthalten. Die jetzt sichtbare Außengestalt der Alpen in ihrer Zerteilung in Berg und Tal ist in der Hauptsache eine Ruinenbildung, jünger als die aufbauenden Bewegungen des Gebirgspalastes. Die ewig arbeitende Abwitterung und Ausspülung hat im ganzen die Oberhand gewonnen über die nur zeitweise vor sich gehende und offenbar — in den Alpen im Gegensatz z. B. zur Coast-Range — schon lange zu einem relativen Stillstand gelangte Dislokation. Die Dislokation hat das ganze volle Gebirge aufgestaut, aber Verwitterung und Erosion haben es durch Täler tief in Berge zerteilt und zergliedert.

Eine Betrachtung von anderem Gesichtspunkte aus bestätigt diese Auffassung Die Vergleichung der tektonischen Profile beiderseits tiefer Quertäler lehrt, daß die Täler meistens gar keinen Einfluß auf die tektonischen Stauungserscheinungen ausgeübt haben. Sie unterbrechen die letzteren nicht und lenken sie nicht ab. Die Tektonik ist von der heutigen äußeren Form unabhängig, und umgekehrt. Daraus folgt, daß die jetzt noch sichtbare Talbildung (oder Bergformung) weitaus zum größten Teile erst seit einem gewissen Abschluß der Gebirgsstauung sich ausgebildet hat (Alb. Heim, „Beiträge" 25. Lfg., 1891, S. 493 usw.).

Schon eine beherrschende Bergaussicht oder die Betrachtung eines guten Reliefs zusammen mit einer geologischen Karte führt uns zu dem merkwürdigen Resultate, daß schon viele Züge der Gebirgsphysiognomie einen hohen Grad von Unabhängigkeit vom Gebirgsmaterial und vom inneren Bau erlangt haben. Die Beobachtung im einzelnen im Gebirge bestätigt dies sowohl für die Bergformen wie für die Hohlformen. Wir heben in dieser Beziehung folgende Tatsachen hervor:

a) Die Gipfel halten sich oft, unabhängig von ihrem geologischen Bau, an bestimmte Höhen.

Beispiele:

Am N-Rand des Aar-Massiv sinkt die Windgällenfalte vom Titlis nach E zum Selbsanft um etwa 2500 m; die aus ihr herauspräparierten Kulminationen bleiben aber dennoch in fast konstanter Höhe: Im W liegt der Titlisgipfel unten im Muldenschenkel der Falte mit 3232 m, die Falte selbst ist abgetragen. Im Krönte geht der Abtrag bei 3108 m durch den Muldenschenkel, die kleine Windgälle 2988 m ist aus dem Gewölbekern geschnitten, die große Windgälle 3192 m aus der Gewölbeaufbiegung, der Große Ruchen 3138 m aus deren oberem Teil. Das Scheerhorn mit 3296 m, die Clariden mit 3270 m, der Selbsanft mit 3024 m gipfeln im eocänen Mantel des Ge-

wölbeschenkels, und in verlängertem Streichen folgen aus Verrucano der aufliegenden helvetischen Decke der Hausstock 3156 m, der Vorab 3030, Sardona 3102. Die südlich begleitenden Gipfel Bristenstock, Oberalpstock, Cambriales mit 3075, 3330 und 3218 m sind, obschon zentralmassivisch, von ähnlicher Höhe (Taf. VII).

Die helvetischen Kalkhochalpen von der Gemmi bis an die Dents de Morcles weisen stets ähnliche Gipfelhöhen auf, während die in Mehrheit übereinander liegenden, sie bildenden Deckfalten gegen WSW aufsteigen. Im E sind die höheren Decken erhalten, gegen WSW werden sie sukzessive bis auf die unterste abgetragen, also: Gipfelhöhen gleichmäßig trotz schiefem Längsbau.

Im Gotthardgebiete sind die zentralmassivischen Gipfel gleich hoch wie die Gipfel des südlichen Sedimentmantelrandes.

Die Gipfelhöhen der Schweiz zwischen Reuß und Rhein setzen sich östlich in ähnlicher Art durch Vorarlberg, das östliche Graubünden und das Tirol fort, obschon die Decken ungefähr auf der Rheinlinie nach E enorm absinken. So kommen denn die Gipfel westlich des Rheines, z. B. in das autochthone Zentralmassiv oder in die helvetischen Decken zu stehen, östlich aber in die ostalpinen Decken. Nach dem geologischen Bau sollten die westlichen Gipfel um 2000—3000 m höher sein, als die östlichen. Der Abtrag hat die tektonische Höhendifferenz ausgeglichen.

Die Gräte und Gipfel vom Gotthard- und Adulagebirge nach S reihen sich in eine gegen S gleichmäßig abfallende Kulminationsebene ein, obschon sie aus tektonisch ganz verschiedenen Gliedern der kristallinischen penninischen Decken herausgeschnitten sind.

Einzelne Gipfel, welche die Region, in der sie sich befinden, auffallend überragen (Tödi, Glärnisch), sind selten. Die Abwitterung hat die ursprünglichen Höhendifferenzen oft ausgeglichen, dagegen die Formen unendlich gegliedert. Der Vorgang der Aufstauung hatte gewissermaßen die Verwitterung herausgefordert. Die höchste Aufstauung des Gebirges bot der Abwitterung die längste Entblößung und den kräftigsten Angriff. Die allgemeine Gipfelhöhe einer Region hängt am deutlichsten ab von der Entfernung derselben von der gebirgsrandlichen Erosionsbasis. Die Höhen nehmen gebirgseinwärts zu, was immer ihr geologischer Bau sein mag.

b) Die Felserosionsterrassen und Felstalstufen im Innern der Täler sind unabhängig vom geologischen Bau.

(Alb. Heim, „Mechanismus" II, S. 281 usw., ferner „Die Erosion im Gebiete der Reuß" in Jahrb. S. A. C. 1878, und A. Bodmer, „Terrassen und Talstufen der Schweiz", Dissert. Zürich 1880.)

In allen Alpentälern sind einige wie Treppenstufen übereinanderliegende Systeme von Felsterrassen ausgeprägt, die in unterbrochenen Resten sich gesetzmäßig und beidseitig wiederholen und im Hintergrunde der Haupt- und Seitentäler direkt in Talstufen, glatt oder über Riegelschwellen sich verlängernd, übergehen. Zwischen diesen Hauptterrassen und Talstufensystemen finden sich an den Gehängen zahlreiche Zwischenterrassen eingeschnitten, die aber nicht kontinuierlich zu verfolgen sind und in ihren Höhen beidseitig des Tales sich nicht genau oder gar nicht entsprechen. Die Hauptterrassen und Talstufensysteme bedeuten größere Perioden in der Talbildung mit Stillstand in der Vertiefung und Horizontalschwankungen (Talverbreiterung) durch die Flüsse. Sie sind wohl die Folgen der Perioden in der relativen Senkung der umliegenden Erosionsbasis. Die unregelmäßigen Zwischenterrassen dagegen wurden durch die seitlichen Schwankungen der Flüsse in Zeiten der Vertikalerosion ausgeschnitten. Die Terrassen und Talstufen innerhalb eines Talsystems haben regelmäßiges Gefälle talauswärts. Nur sehr ausnahmsweise (z. B. Domleschg-Lenzerheide) sind sie durch späte Dis-

lokationen verbogen oder rückläufig geworden. Sie setzen innerhalb ihres Talsystems ungestört vom Längstal ins Quertal und vom Quertal wieder in ein folgendes Längstalstück fort. Ebenso sind sie innerhalb ein und desselben Flußgebietes unabhängig vom Gestein und dessen Lagerung und setzen gleichartig fort, auch wenn sie auf einen tektonisch und stratigraphisch völlig anderen Gebirgsteil treffen. Die Stromschnellen, soweit sie nicht Epigenesen oder durch junge Schuttauflagerungen erzeugt sind und dann in solchen liegen, gehören dem Zwischenraum zweier Talstufen oder Terrassensysteme an und sind in Rückwärtswanderung begriffen. Die Terrassen und Talstufensysteme verschiedener Flußgebiete beiderseits einer größeren Wasserscheide dagegen halten sich an verschiedene Niveaus, selbst wenn sie in die gleiche tektonische Zone hineingreifen. Wenn durch Rückwärtsverzweigung ein Fluß den Oberlauf eines Nachbars angeschnitten und zu sich abgelenkt hat, so bleiben die höheren Terrassen und Talstufen im Oberlauf des Abgelenkten dem Talsystem entsprechend, dem er früher zugehört hat, während die tieferen dem neuen Flußgebiete sich anpassen. Große Wasserscheidenverschiebungen vollziehen sich durch rückschreitende Erosion. Die Modellierung der Täler spricht in diesen Erscheinungen ihre Abhängigkeit von den relativen Veränderungen in der Erosionsbasis eines bestimmten Flußsystems und ihre Unabhängigkeit vom geologischen Bau des Gebirgsteiles aus. Sie ist ein Stück Erosions-, nicht Dislokationsgeschichte. Auch tektonisch prädestinierte Täler, wie Haupt-Synklinaltäler, haben über ihrem Boden Erosionsabtrag von vielen Hunderten von Metern erfahren und gehorchen deshalb in ihrer jetzigen Gestaltung und Niveauausbildung den Gesetzen der Talterrassen und Talstufen, d. i. der Flußerosion.

c) Bei Betrachtung der verschiedensten einzelnen Gebirgsgruppen staunen wir über die Unabhängigkeit in der Anordnung von Berg und Tal vom geologischen Bau, und wir erraten, daß die Anlage der Tallinien von der Gestalt der zuerst aus den Wassern emportauchenden festen Oberfläche bedingt wird, die ihrerseits von den ersten Stadien der tektonischen Bewegungen erzeugt war. Wenn der Abtrag noch nicht tief geht, wird die Abhängigkeit von Form und Bau noch groß sein. Eine Zeit lang gehen die tektonischen Bewegungen während des Abtrages weiter und bedingen Veränderungen und Neuanlagen in Furchen und Wasserscheiden. Dann hören sie auf, und Abwitterung und Erosion bleiben die alleinigen Bildhauer. Der Abtrag geht immer tiefer. Die Täler greifen, sich verzweigend, rückwärts. Die Relikte der ursprünglichen Oberfläche verschwinden mehr und mehr; die Form der Ruinen wird immer unabhängiger von ihrem geologischen Bau. Ein ursprünglicher Flußlauf folgte z. B. dem Stirnschutt eines Deckenrandes und vertiefte sich nachher. Jetzt ist die Decke abgetragen, die richtungbestimmende Linie ist in der Tektonik der nun entblößten tieferen Gesteinsmassen gar nicht enthalten; hier unten erscheint das Tal völlig unabhängig vom umgebenden Gebirgsbau, als ob es nicht am richtigen Ort entstanden wäre. Eine einst 2000—10000 m höher liegende, längst verschwundene Ursache hat sich in ihrer verspäteten Wirkung in eine fremde, ganz anders gebaute Tiefe hinabvererbt. Aus dieser Betrachtung wird einleuchtend, daß die Verteilung von Berg und Tal und die größeren Formen ihrer Gestaltung bei geringem Abtrag noch viel

Anknüpfung an den geologischen Bau erkennen lassen, daß aber mit der Höhe der Aufstauung und der damit zunehmenden Tiefe des allgemeinen Abtrages Stufe um Stufe die Unabhängigkeit von Gestalt und innerem Bau sich immer mehr entwickelt und schließlich ein Gebirge entsteht, das reine Erosionsgestalt ohne jeden tektonischen Ausdruck in den Großformen besitzt.

In der Tat können wir leicht aus unseren Alpen Typen dieser Reihe der zunehmenden Abhängigkeit der Form vom Bau mit dem zunehmenden Abtrag erkennen. Wir charakterisieren sie hier kurz und in die Regel schematisiert, wie dies bei Aufstellung von Typen immer nötig ist; die Natur sorgt für Ausnahmen, Übergänge und Mischformen.

1. Äußere Zonen der oberen helvetischen Decken und Préalpes. Beispiele: Kettenjura, Säntisgebirge, Rigihochfluh-Pilatus, Schrattenfluh bis Thunersee, Stockhornzone.

Abtrag seit beginnender Dislokation: Hauptsächlich Flysch (500—2000 m?). Modellierung: Stark nach dem inneren Bau. Neben den selbstverständlich antezedenten Quertälern viele Synklinaltäler und Antiklinalkämme, Bergseen in Synklinaltälern durch Transversalverschiebungen direkt tektonisch entstanden, Paßlücken auf Querbrüchen, Wasserscheiden oft auf Antiklinalen und die höchsten Gipfel in diesen Längskämmen.

2. Innere Zonen der helvetischen Decken und helvetisch-autochthone Kalkalpen. Beispiele: Walenseegebiet, Glarneralpen nördlich der Klausenpaßlinie, Urirotstockgruppe, Faulhorngruppe.

Abtrag: Flysch, Klippendecken und zum Teil obere helvetische Decken (1000—3000 m). Modellierung: Quere und schiefe Täler vorherrschend. Bergseen verschiedenen Ursprungs, aber nicht direkt durch Dislokation entstanden. Längskämme und Längstäler meist isoklinal, viele Querkämme, Wasserscheiden in kurzen Stücken auf Längskämmen, häufiger schief und quer, hohe Gipfel an Kreuzungspunkten von Längs- und Querkämmen.

3. Zone der autochthonen Massive (kristalline Silikatgesteine und Sedimentmantel). Beispiele: Mont Blanc-M., Aar-M., Gotthardgebiet.

Abtrag: Klippendecken, helvetische Decken und teilweise autochthoner Sedimentmantel (2000 bis 6000 m?). Modellierung: Wasserscheidenverlauf unabhängig vom Streichen; Längskämme sind untergeordnet, oft sogar Ausnahmen; Querkämme bilden die höchsten Gipfel.

4. Region der penninischen Deckenmassive (Gebiet von Maggia, Tessin, Moesa und einzelne Teile des südlichen Wallis und Graubündens).

Abtrag: Alle oberen Decken bis zu den tiefsten kristallinen Gesteinen sind abgetragen oder durchlöchert (5000 bis über 15000 m?). Modellierung: In der Anordnung von Berg und Tal ist der innere Bau gar nicht mehr wirksam, sogar die Differenz von flacher Schichtlage der Deckenzonen im nördlichen Teil und steil gestellten Schichtungs- und Schieferungslagen der Wurzelzonen im südlicheren Teil beeinflußt das Bild der topographischen Karte in 1 : 100000 nicht mehr. Die Quertäler sind wie die Längstäler in gleicher Art nach oben baumförmig verzweigt; Formunterschied von Quertal, schiefem Tal und Längstal fast verschwunden, höchste Gipfel in der größten Distanz zwischen den Talfurchen. Diese Alleinherrschaft der Talbildung entspricht dem Umstand, daß die Erosionsgebiete von Maggia, Tessin und Moesa hier einen ganz ungewöhnlich mächtigen, weiten kreisförmigen Rückwärtseinbruch in die zugleich hier tektonisch höchste Partie der Alpen ausgeführt haben, wahrscheinlich ausgehend von der tiefen Erosionsbasis des Meeres, bezw. der Seegründe. Nach dem inneren Bau sollten die höchsten Alpengipfel etwas südlich der Linie zwischen Monte Rosa und Piz Bernina über dem Tessintale liegen, wo wir jetzt die unabhängigste Talbildung finden. Die tektonische Firstlinie der Alpen ist vollständig überwunden, im Relief gar nicht mehr bemerkbar. Wurzelzone, wie nördlich vorliegende höchste und letzte Erhebung der Alpen sind von der Oberflächengestaltung überwältigt. Der Abtrag erreicht unter der tektonischen Firstlinie über Aosta-Châtillon, Domo d'Ossola, N Bellinzona, Chiavenna, Poschiavo 20—25 km!

d) Vom Erbe der Vergangenheit. Die Talwege beherrschender Dimensionen und unabhängiger Art sind oft eine Überlieferung der ältesten ersten tektonischen Züge von der Oberfläche des werdenden Gebirges. Die erste Tektonik hat sich auf die äußere Form der tiefsten Gebirgsteile vererbt, wogegen die innere tiefere Baustruktur von der äußeren Gestaltung ganz überwunden worden ist und sich nur wieder in Kleinformen zeigt.

Als auffallende Züge dieser alten Art springen z. B. die folgenden Linien in die Augen:

Quertallinie Aosta — St. Bernhard — Val d'Entremont — unteres Rhonetal. Wahrscheinlich war diese Linie veranlaßt durch eine Quereinsenkung zwischen Mont Blanc- und Aiguilles Rouges-M. einerseits, Aar-M. andererseits.

Querlinie Malenco — Muretto — Oberhalbstein — Lenzerheide — Rheintal bis nördlich über den Bodensee, zum Teil sich an die Querflexur anschmiegend, welche West- und Ostalpen trennt und vielleicht aus deren erster Anlage hervorgegangen ist.

Noch prägnanter sind Längstallinien, welche über Sättel von einem Flußsystem in das andere fortsetzen. Die Quertal-Anzapfungen sind jünger als die Anlage der Längstalreihe. Ein Wurzelrand oder die Synklinale zwischen zwei antiklinalen Wurzelzonen — vielleicht zwischen den penninischen und ostalpinen Antiklinalzonen — mag Leitlinie gewesen sein für die Längstal- und Paßfolge: Veltlin—Joriopaß—Untertessintal—Centovalli—Anzasca—Aosta. Das Engadin-Inntal und vor allen der Talzug Chamonix oder Val Ferrex—Rhonetal—Furka—Urserental—Oberalp—Rheintal—Patznaunertal—Unterinntal sind altes Erbe. Dieser letztere Talzug dürfte in seiner Anlage vom Mont Blanc bis Chur durch die tektonische Rinne bestimmt worden sein, welche der Stirnrand der vorrückenden penninischen Decken den hercynischen Schwellen entlang bildete. Bei allen tektonischen Wandlungen vor und nach teilweiser Überschiebung blieb doch immer eine tektonische Furche oder eine Zone weicher Gesteine auf diese Linie angeschoben.

Der Umstand, daß die schweizerischen Hauptflüsse der Alpen vom Gotthardgebiete oder seiner Umgebung gewissermaßen ausstrahlen, ist das Erbe davon, daß im obersten Tessin die Längsachse der penninischen Decken am höchsten steht, die Alpen also vor der insubrischen Phase hier ihre tektonische Kulmination hatten. Die Gipfel sind gerade dort nur noch von mäßiger Höhe, weil der Abtrag schon am längsten kräftig gearbeitet hat.

Die große Depression der Längsachse der penninischen Decken zwischen Monte Rosa-M. und dessen Fortsetzung im Grand Paradis mag den gewaltigen, nach oben verzweigten Einbruch des Talsystems der Dora baltea schief durch alle penninischen Decken hindurch bis ins Mont Blanc-M. provoziert haben (Argand in Procès verb. de la Soc. Vaud. d. Sc. nat. 17 Avril 1912).

Unsere Täler, in der frühesten Kindheit der Alpen tektonisch bedingt und angelegt, sind in ihrer heutigen Form Erosionsprodukte, durchgerungen durch vielfache Verwirrungen zwischen Dislokation und Erosion, mit endgültigem Siege der Erosion.

Es ist wahrscheinlich, daß nicht nur die allerältesten Flußanlagen sich bis auf die Gegenwart vererbt haben, sondern daß auch im langen Lauf der Gebirgsgeschichte gelegentlich spätere Dislokationsformen leitend oder ablenkend für Wasserwege werden konnten. Wie de Margerie und Noé für den Jura, so hat Lugeon für die Alpen die Einsattelungen im Verlauf der Scheitellinien von Gewölben als ortsbestimmend für manche Quertäler erkannt (unteres Quertal der Rhone, Quertäler durch die sonst lange, zusammenhängende Gastlosenkette der Préalpes usw.). Die Erscheinung, weil eben nicht aus der frühesten Jugendzeit der Flußläufe stammend, ist nicht durchgreifend. Das ursprüngliche, heute nicht mehr lebendige Reußtal z. B. durchbrach wohl die Hohfluhkette an einer Einsattelung der Scheitellinie, die Frohnalpstock-Bauenkette dagegen gerade wo sie am höchsten ist. Vielleicht findet man noch andere veranlassende Zusammenhänge von Tektonik und Tallauf. Wahrscheinlich wird sich dabei aber immer zeigen, daß das ältere Erbe beherrschender ist, das jüngere sich weit weniger durchgreifend geltend zu machen vermochte. Be-

zeichnend ist in dieser Beziehung, daß die höchste tektonische First in der jetzigen Anordnung von Tal und Berg gar nicht zum Ausdruck kommt. Sie gehört der letzten (insubrischen) Faltungsphase der Alpen an und kam deshalb zu spät, um den schon gerichteten Erosionsfurchen noch wirksame Befehle nach ihrer Art erteilen zu können. Was ihr zugeschrieben werden kann, ist einzig die größere Steilheit und die jetzt lebhaftere Erosion und siegreichere Talbildung des Alpensüdabfalles. Nicht die Gestalten, die als Endresultat aller tektonischen Bewegungen heute für uns erkennbar sind, sondern ihre Vorgänger waren die Oberordner der Wasserfurchen.

e) Verhältnis der orographischen zu den tektonischen Höhen. Wie beim Jura, so sind auch bei den Alpen, nur hier in noch viel stärkerem Maße, die noch vorhandenen absoluten, sowie die relativen Höhen des Gebirges geringer als die Höhen, wie sie dem tektonischen Bau entsprechen würden. Die Verwitterung hat das Gebirge in seiner orographischen Gewalt enorm reduziert. Diese Reduktion hat zugleich Verschärfung der Gliederung erzeugt; sie hat breit angelegte Rücken in zackige Gräte und tiefe Täler zerhackt. Dabei war jedenfalls der prädiluviale Abtrag um das Vielfache größer als der diluviale. Wenn wir die abgetragenen Gebirgsteile in den Profilen ergänzen, so kommen wir in der Zone der autochthonen Zentralmassive auf eine Meerhöhe von ca. 12 bis 15 km, nahe südlich der Linie Bernina—Monte Rosa auf ca. 20 km. In den penninischen Alpen schätzt Argand, daß die Talwege 20 km unter ihrer ersten Anlage eingetieft seien. Die Meerhöhen von Gipfeln, die jetzt 3000—4500 m betragen, wären ohne Abtrag 5000—20000 m; nicht daß solche Höhen jemals bestanden hätten, denn die Abwitterung und die isostatische Bewegung haben immer gleichzeitig mit der Aufstauung ausgleichend gearbeitet.

Wenn wir die jetzigen Formen der Alpen in große, mittlere und kleine gruppieren, so können wir sagen:

1. Die Großformen sind die direkten, durch die Abwitterung auf $^1/_8$ bis $^1/_5$ ihrer Höhe reduzierten Folgen der gesamten alpinen Dislokation. Auch die größere Steilheit des Südabhanges entspricht der Türmungsform. Man vergleiche hierüber das Bild, das eine orographische Karte der Schweizeralpen im Maßstabe von ca. 1 : 10000000 bietet.

2. Die Kleinformen sind ganz vom lokalen Material und dem tektonischen Bau abhängig. Die Verwitterung hat darnach die lokale Anatomie des Berges sichtbar herauspräpariert. Da treffen wir durchgreifend auf den Abtrag im umgekehrten Verhältnis zur Resistenz und das dadurch bedingte Vorragen festerer Gebirgsteile, sowie auf Schuttformen und den verschiedenen Baustil der Berge, je nach Gestein und Lagerung (Formunterschied bei Bergen aus Sedimenten, aus Massengesteinen oder geschieferten Gesteinen). Reine Verwitterung und Erosion schärfen im Gebirge viele Kleinformen; die Vergletscherung dagegen stumpft solche ab. Die Kleinformen treten uns nur in sehr guten Karten in Maßstäben von über 1 : 50000 entgegen, beherrschen dann aber in solchen das ganze Detail der Gebirgszeichnung.

3. Die Mittelformen, die besonders in der Verteilung von Berg und Tal und in der groben Form des Berges sich ausdrücken, haben den inneren Bau am meisten überwunden. Eine orographische Karte der Alpen in einem Maßstab von ca. 1 : 1000000 bis 1 : 100000 führt uns diese Gestalten am reinsten

in ihrer rücksichtslosen Launenhaftigkeit gegenüber der entblößten Tektonik vor Augen. Streckenweise Harmonie mit der Tektonik ist viel seltener als überraschende Unabhängigkeit. Wir verdanken der erstaunlichen Unabhängigkeit der äußeren Formung die herrliche Entblößung des anatomischen Baues des Gebirges, ohne welche unserer Forschung jeder tiefere Einblick verborgen bliebe.

f) Die Rückwärtserosion mit Rückwärtsgreifen der Nachbruchsnischen ist der rücksichtsloseste Hauptbildhauer des Alpenreliefs geworden, indem die Flußsysteme sich schon so weit rückwärts verzweigend ausgebreitet haben, daß jeder Rest ursprünglicher Oberflächen dazwischen verschwunden ist und scharfe Wasserscheiden als die heutigen Eroberungsgrenzen zwischen den verschiedenen Flußgebieten oder -zweigen entstanden sind. Dies drückt sich, wie zugespitzt, in den Gipfelformen der hohen Berge aus. Sie alle sind Ruinen, gebaut aus Kanten, die zwischen verschiedenen Erosionsfurchen mit Auswitterungsnischen übrig geblieben sind. Haupt- und Nebennischen ergeben Haupt- und Nebenkanten. Zwar findet man in den Alpen keine zwei Gipfel, die zum Verwechseln ähnlich wären. Aber bei aller bestehenden unendlichen Mannigfaltigkeit erscheinen doch immer wieder Zweikanter, besonders häufig Dreikanter und Vierkanter, seltener Fünfkanter und, Nebenkanten mitgezählt, Vielkanter in denselben Pyramidengestalten ganz in gleicher Weise, was immer das Gesteinsmaterial, aus dem der Ruinenberg besteht, sei und unabhängig von dessen Lagerung und der Zugehörigkeit zu irgend einem tektonischen Gliede. Die besonderen Eigenschaften des Gesteines und seine Lagerung ergeben wohl verschiedene Profile, Vorder- und Rückseite, gröbere oder feinere Gliederung, ein- oder ausgebogene, steilere oder sanftere, glattere oder gezähnte Kanten. Aber alle diese Berge sind in ihren oberen Teilen zwischen Abwitterungsnischen als pyramidale Kanter geformt.

g) Die Hauptwasserscheide der Alpen. Durch die ganzen Alpen vom Meere bis nach Wien läuft eine Wasserscheide zwischen Nordvorland (Gebiet von Rhone, Rhein und Donau) und dem Hinterland (Pogebiet). Kein Tal vom Mittelmeer bis an die Donau bei Wien hatte die Kraft, die Alpen ganz zu überwinden. Die heutige Wasserscheide zwischen Außen- und Innenseite des Alpenbogens ist sehr unregelmäßig geworden. Durch die ganzen Alpen verläuft die verkrümmte Hauptwasserscheide um 10—50 km nördlich der tektonischen Scheitellinie des ganzen ungeheuren Faltengebäudes. Die größere Steilheit des Südabhanges, seine geringere Breite, die tiefere Erosionsbasis haben in den letzten Zeitabschnitten den Flüssen der S-Seite größere Kraft zur Rückwärtserosion gegeben. Dadurch wurden manche Oberlaufstücke der nördlichen Flüsse abgeschnitten und nach S gewendet, und die Wasserscheide im ganzen wie in einzelnen Partien nach N gedrängt. Die Hauptpässe, die quer über die Alpen führen, liegen alle auf solchen verschobenen Wasserscheiden, wo der S-Fluß dem N-Flußgebiet weggenommen hat (Maloja, Greina, Lukmanier, Gotthard, Simplon usw., vgl. Tafel XV Bd. I).

# B. Alpine Dislokationsmetamorphose.

## Literatur allgemeiner Art:


Alb. Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung, Bd. 2, 1. Teil, 1878, ferner: Zum Mechanismus der Gebirgsbildung von Pfaff, Zeitschrift d. deutschen geol. Ges. 1880 und: Tunnelbau und Gebirgsdruck und über die Gesteinsumformung bei der Gebirgsbildung. In Vierteljahrsschrift natf. Ges. Zürich 1905 u. 1908.

Van Hise, A. treatise on metamorphism, 1904.

U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer, Berlin, Bornträger, 1904.

Em. Kayser, Lehrbuch der allgemeinen Geologie, 5. Aufl. 1918, S. 914—934.


## Literatur spezieller oder lokaler Art:


A. Baltzer, Über die Marmorlager am Nordrande des Finsteraarmassivs. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1877.

Paul Niggli, Die Chloritoidschiefer am Nordostrande des Gotthard-Massivs, „Beiträge" n. F. Lfg. 36, 1912.

H. Preiswerk, Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel. Verhandl. natf. Ges. Basel 1913.

F. Beck, U. Grubenmann, Alb. Heim, G. Steinmann, Arn. Heim, B. Sander usw., viele kleinere Publikationen.


## I. Einleitung.

### Erkenntnis der Erscheinung und ihre Bezeichnung.

Die „Dislokationsmetamorphose" ist allerdings ein Abschnitt einer „Allgemeinen Geologie" oder einer „Geologie der Gebirge". Wenn ich einen solchen in die „Geologie der Schweiz" einsetze, so geschieht dies, weil die in Frage stehenden Erscheinungen in den Schweizeralpen eingehender als anderswo beobachtet und gewürdigt, erforscht und erörtert worden sind. Besonders scheint mir dies notwendig, weil sie in den Schweizeralpen von so durchgreifender Bedeutung sind, daß wir Schritt für Schritt in unseren späteren Betrachtungen immer wieder darauf stoßen werden und ihre allgemeine Bekanntschaft also voraussetzen müßten, während doch heute noch Unklarheit bis zur vollständigen Verkennung darüber weit verbreitet ist.

Die Tatsache der mechanischen Gesteinsumformung bei der Gebirgsbildung hat wohl Arnold Escher zuerst gewürdigt. Sie hat sich ihm in den ungeheuren Verquetschungen und Verstauchungen mancher Schichtglieder aufgedrängt, in den Zerknitterungen dünnschichtiger Gesteine, in der Transversalschieferung und in den deformierten Petrefakten, sowie in kristallinen Umbildungen, die damit zusammengehen. In seinen Notizbüchern finden wir schon aus den 30er Jahren des letzten Jahrhunderts eine Menge Beobachtungen, sodann später in seinem „Vorarlberg" usw. Aus dem Rhätikon erwähnt er als Zeichen von metamorphem Typus das häufige Auftreten von „Talkhäutchen" (= Sericit) in vielen Gesteinen, die Erhärtung der Flyschschiefer, die zunehmende Kristallinität und die Farbveränderung der Gesteine gegen die inneren Gebirgszonen hin. Er fand auch Hornblende in dolomitischen Gesteinen und verglich die Gesteine an der Dilisunaalp mit denjenigen von Scopi und Nufenen. Escher überzeugte 1848 Murchison bei gemeinsamer Alpenreise von diesen Tatsachen. Baur, Sorby und Phillips hatten ähnliches in anderen Gebirgen erkannt. Lossen beobachtete viel später unabhängig von Escher im Harz und benutzte etwa um 1870 für solche Erscheinungen zuerst das Wort „Dislokationsmetamorphose". Aufs neue überzeugte sich Baltzer im Berneroberland, daß die mechanische Gesteinsumformung nicht nur Lagerung und Textur, sondern

auch die Gesteinsstruktur umbilden und im besonderen Kalksteine in Marmor umwandeln kann. Er sprach zuerst 1877 von „mechanischer Metamorphose". Ich selbst benützte die Bezeichnung mechanische Gesteinsumformung bei der Gebirgsbildung, welche die Erscheinungen am besten umfaßt, aber zu schwerfällig ist. Rosenbusch prägte sodann 1886 das Wort „Dynamometamorphose", das dann unter Gebirgsgeologen wie unter Petrographen in Gebrauch kam. Dasselbe ist leider wenig bezeichnend, weil noch manche andere Vorgänge als die hier gemeinten „dynamischer" Art sind. Weit besser ist die von Rothpletz gewählte Benennung „Gebirgsmetamorphismus". Lapworth hat die Gesteine, welche stark mechanisch verändert die schottischen Überschiebungsflächen („thrustplanes") begleiten, Mylonite genannt. Der Ausdruck bedeutet zermahlenen Stein. Mechanisch deformierte Gesteine hießen nun „mylonitisiert". Es ist eigentlich ergötzlich, zu verfolgen, wie solche, die die „Dynamometamorphose" für eine Phantasie hielten (Termier, Wien 1903, Kongreßbericht 1904: „Le dynamométamorphisme n'existe pas"), unter dem neuen Titel der Mylonitisierung die meisten Tatsachen der Dynamometamorphose zugaben. Das Mißverständnis liegt zum Teil bloß im Worte. So versteht vielleicht Termier unter Metamorphosen nur die Neubildung von Mineralien, während doch Veränderungen der Textur und Struktur ebensogut Metamorphosen sind! Aus einem ähnlichen Mißverständnis ist auch manchmal Kataklase (Daubrée), die so massenhaft im mikroskopischen Bild der Alpengesteine sich aufdrängt, als eine Verneinung der Dislokationsmetamorphose verstanden worden, während sie doch eine typische Ausbildungsart eben derselben ist! Wenn ein Porphyr oder Granit in einen seidenglänzenden feinen Sericitschiefer laminiert ist, ein Tonschiefer in Granatglimmerschiefer, ein Kalkstein in Marmor, ein eisenhaltiger Mergel in Chamosit-Magnetit-Schiefer umgewandelt ist, so genügen die Bezeichnungen Kataklase und Mylonit nicht mehr. Die Mineralneubildung übertönt hier völlig die Zertrümmerung oder heilt vorangegangene Zertrümmerung wieder aus. Hier handelt es sich um kristallin regenerierte, also veredelte Gesteine. Dagegen passen die Bezeichnungen kataklastisch, mylonitisiert sehr gut für ursprünglich kristalline oder sonst primär hoch struierte Gesteine, die einfach zerquetscht oder verschürft und zu Breccien zerrieben, also in ihrer Struktur verdorben, mehr degeneriert als neu umkristallisiert sind.

Das ältere Wort „Dislokationsmetamorphose" ist dem späteren „Dynamometamorphose" vorzuziehen, weil es unzweideutiger die Ursache der damit gemeinten Gesteinsveränderungen angibt. Gegen die Bezeichnungen „Druckmetamorphose" oder „Stauungsmetamorphose" ist einzuwenden, daß sie die ausweichende Bewegung und die Tiefentemperatur nicht einbezogen enthalten. Ich bleibe bei „Dislokationsmetamorphose", weil dieses Wort keines der mitwirkenden Momente (Druck, Bewegung, Tiefentemperatur, Gebirgsfeuchtigkeit usw.) ausschließt.

Unter Dislokationsmetamorphose verstehen wir alle Veränderungen, welche Gesteine in ihrer Form, Textur, Struktur, Mineralisation infolge der Gebirgsdislokation erfahren haben.

## Para- und Orthogesteine.

Die große Gruppe der kristallinen Schiefer besteht aus metamorphen Gesteinen. Aus ursprünglichen Sedimenten können im Handstück völlig gleich aussehende kristalline Schiefer (Gneise, Glimmerschiefer oder Phyllite) hervorgegangen sein, wie aus ursprünglichen Eruptivgesteinen (= Magma-, Intrusiv- und Effusivgesteinen). Rosenbusch gruppiert die kristallinen Schiefer in Paragesteine, das sind solche sedimentären Ursprungs, und Orthogesteine, solche magmatischen Ursprungs. Grubenmann will, weil Para- und Orthogesteine, zu kristallinen Schiefern umgewandelt, völlig gleich werden können, diese Unterscheidung erst in letzter Linie angeben und Einteilung und Bezeichnung auf den tatsächlich vorliegenden chemischen, mineralogischen und strukturellen Bestand gründen (chemische Gruppen und Tiefenzonen). Vom geologischen Gesichtspunkte aus sind Herkunft, Alter und Lagerung oft wichtiger als das nachher daraus Gewordene. In komplizierten Regionen ist die Trennung in Para- und Orthogebirgsglieder und in gemischte Gesteine eher durchführbar als eine genaue petrographische Kartierung. In der petrographischen Sammlung würde ich nach Grubenmann, in der geologischen Sammlung und Karte nach Rosenbusch ordnen.

## Die drei Arten der Metamorphosen.

Die Gesteine der Kettengebirge haben Metamorphosen durch verschiedene Ursachen erlitten, die der Diagenese nachfolgen können:

a) Contactmetamorphose (CM, adjektivisch Cm) durch Einwirkung einer nahen Eruption (Contact, Injektion, Einschmelzung). Dabei sind tätig Hitze, Eindringen von Dämpfen, Substanzzufuhr). Die Ausbreitung geht in schmalen Zonen den Contacten mit Eruptiva entlang.

b) Regionalmetamorphose (RM, adjektivisch Rm) („Belastungsmetamorphose" Milch, „Thermometamorphose" Rinne), durch Versenkung in große Tiefe und mächtige Bedeckung mit überlagernden Gesteinen. Dabei sind wirksam: Belastung, Durchfeuchtung und besonders die anhaltend hohe Tiefentemperatur. Ausbreitung in weiten Regionen.

c) Dislokationsmetamorphose (DM, adjektivisch Dm) (Zonalmetamorphose) durch tangentiale Stauung der Erdrinde. Dabei sind wirksam Stauung und Bewegung durch Seitendruck unter Belastung, Durchfeuchtung und vielfach hohe Tiefentemperatur. Ausbreitung in zonaler Anordnung entsprechend den Dislokationszonen in Kettengebirgen. Die DM überliefert synklinale Streifen an die Tiefe zur RM.

Daß die Wirkungen der drei Arten von Metamorphosen (Met.) vielfach ähnlich sein und ineinander übergehen müssen, ist gegeben durch die Gleichheit der beiden Faktoren Durchfeuchtung und hohe Temperatur und durch die Art, wie sich manchmal wenigstens b und c in die Hände arbeiten. Bei a nimmt die Temperatur zu mit der Masse und Nähe des Intrusivmagma, bei b mit der regionalen Tiefenlage, bei c mit der zonal wechselnden Tiefe der Einfaltung und Überdeckung. Dagegen ist Temperaturerhöhung durch Druckbewegung (Friktionswärme, wie sie Lossen für wichtig hielt) wohl unwesentlich, weil die Bewegung zu langsam, die Ausgleichung der Temperatur zu rasch vor sich geht. Die drei Arten der Met. können ineinander übergehen und in ihren Anteilen an der Ausbildung eines Gesteines unentwirrbar werden, wo sie gleichzeitig oder nacheinander und repetiert zusammengewirkt haben. Dies ist gerade in den Alpen sehr häufig der Fall. In extremster Ausbildung ließe sich denken, daß alle drei in eine Umschmelzung der Gesteine („Paramagmatismus") übergehen. Wir suchen hier im besonderen die DM zu fassen, ohne jemals zu leugnen, daß sie in großen Tiefen mehr nur noch eine zonal deformierende Bewegungsmodifikation der RM ist. Die drei verschiedenen Met. lassen sich doch auch in den Alpen getrennt untersuchen und in ihren Produkten unterscheiden, so oft sie schon verwechselt oder gar die eine verleugnet worden ist.

Getrennt untersuchen: Die jüngeren Sedimentgesteine der Alpen in Regionen, die keine Eruptiva oder nur solche höheren Alters als ihre Ablagerung und Dislokation enthalten und die für RM zu jung sind und viel zu wenig tief lagen, weisen außer Diagenese **nur** DM auf. Beispiele: Kreide-, Jura- und Triassedimente der helvetisch autochthonen und helvetischen Deckenzonen der Alpen, viele alte Intrusivgranite der autochthonen Zentralmassive.

Unterscheiden:

a) CM macht die Texturen massiger, fügt neue, oft charakteristische Substanzen hinzu, vermindert oft die Dichte, hält sich nur an die Contactzonen, verändert die Gesteine exogen und endogen. Die Ausbreitung der CM ist streng abhängig von der Gestalt des Intrusivkörpers und nimmt an Zonenbreite (Contactzone, Contacthöfe, Bruchteile eines Meters, selten bis einige 100 m breit) und Grad mit dessen Mächtigkeit und Tiefe zu, dagegen ab mit der Entfernung vom Contact.

b) RM erzeugt horizontale Schieferungen, meistens parallel der Schichtung, aber ohne Spuren starker Bewegung, im besonderen ohne Faltung, ohne Transversalschieferungen, ohne Lineartexturen, ohne Kataklase; sie bringt keine Substanzzufuhr, befördert Holokristallinität und, ohne gesetzmäßige Bildungsreihenfolge, die Ausbildung kristalloblastischer, dichterer Mineralien; sie ist weit regional ausgebreitet, ergriff erst die ältesten Gesteine, findet sich in den Schweizeralpen bei mesozoischen und tertiären Gesteinen der höheren Decken nicht, ergreift die tief versenkten und bedeckten exogenen Gesteine ohne Zerstörung ihrer Schichtung, läßt aber Tiefenerstarrungsgesteine meist unverändert.

c) DM deformiert die Gesteinskörper räumlich, erzeugt Faltungen, schiefrige, vielfach transversalschiefrige und besonders lineare Texturen, innere Gleitflächen, Zertrümmerungs- und Knetstrukturen, feste Fluidaltexturen und ohne Substanzzufuhr Gleitmineralien und porphyroblastische Mineralien von höherem spezifischen Gewicht, hält sich in Verteilung und Intensität an die Dislokationsformen der Kettengebirge in langen, schmalen, streichenden Zonen, nimmt innerhalb der gleichen Schicht zu mit dem Grade der Stauung und der Tiefe, findet sich auch in jungen Sedimenten hoher Decken, die auf nichtmetamorphen Gesteinen liegen, und ergreift auch in hohem Maße die Tiefengesteine.

Alle drei Arten der Met. können die Kristallinität wesentlich erhöhen. DM kann präexistente Kristallinität auch stören, das Gestein innerlich in einer ersten Phase zertrümmern, in einer folgenden wieder kristallinisieren. Ummineralisierung, Ausbildung neuer Mineralien ist allen drei Arten der Met. eigen. Es gibt Mineralien (wie Calcit, Feldspäte, Glimmer, Granat, Amphibole), welche durch alle drei Arten der Met. erzeugt werden können; es gibt aber auch einzelne, die spezifische Merkmale der einen oder anderen Art sind.

R. Staub unterscheidet im Oberengadin im ganzen 12 zeitlich aufeinanderfolgende metamorphische Vorgänge aller drei Arten, die an bestimmten Beobachtungspunkten getrennt erscheinen, an vielen anderen sich decken oder stören.

Sacco u. a. gehen so weit, daß sie durch große Tiefe und Druck, z. B. am Grunde einer Geosynklinale, die Gesteine magmatisch und intrusiv werden lassen. Granite seien häufiger die Folge „paramagmatischer" Met., als die Ursache von CM.

## II. Erscheinungen der alpinen Dislokationsmetamorphose.

Wenn wir den Begriff der DM so weit fassen, wie er eigentlich im Worte liegt, kommen wir zu der ideellen Einteilung in solche DM, welche a) nur die Lagerung betreffen, b) auch die Absonderungsformen verändern, c) überdies noch die Texturen, d) zudem noch die Strukturen und e) sogar noch die chemische

Gruppierung des Stoffes, die Mineralisation ergreifen. Diese Reihe bedeutet eine graduelle Steigerung, indem sie Schritt für Schritt immer tiefer in die Seele des Gesteins eingreift. Sie kann nicht als Einteilung dienen wegen des komplizierten Ineinandergreifens und der Übergänge. Bei aller mechanischen Deformation durch die Gebirgsbildung zeigt sich, daß die vom Erdrindenschub verlangte Bewegung sich stets in der Art auslöst und die Deformationen zuerst erzwingt, denen unter den vorhandenen Umständen am wenigsten innere Widerstände entgegenstehen und deren Ausbildung deshalb am wenigsten mechanische Arbeit absorbiert.

In den Schweizeralpen gibt es Gebirgszonen, in welchen kein Steinstück aufzulesen ist, das nicht die Spuren der DM zeigt. Ihre Ursache ist schon daraus ersichtlich, daß sie **nur** in Kettengebirgen vorkommt, und daß sie zonenförmig durch das gefaltete Kettengebirge verteilt ist. Die Zonen stärkster Stauung, stärkster Differentialbewegungen und tiefster Einfaltung zeigen die stärkste DM. In verschiedenen Kettengebirgen ist die DM sehr ungleich entwickelt, in den Alpen z. B. viel stärker als in den neuseeländischen Alpen oder im Kaukasus.

Eine ganze Anzahl von Erscheinungen der mechanischen Gesteinsumformung bei der Gebirgsbildung fallen sofort in die Augen und beweisen eine Verschiebung der Gesteinsteilchen aneinander: Faltung, Druckschieferung, Linearstreckung, umgeformte Petrefakten und Gerölle, Knettexturen, Dislokationsbreccien, Kataklase.

Die Dm Absonderungen sind bisher als solche nicht allgemein untersucht worden und wohl selten selbständig. Bald gehen solche zusammen mit den Lagerungsstörungen, bald sind sie nur Übergangsformen zu den Textur-Met. Dislokationsabsonderungen sind aber fast überall im dislozierten Gebirge vorhanden. Solche sind z. B. daran schuld, daß viele sonst so schöne Gesteine aus den Alpen technisch nur sehr beschränkte Verwendung finden können: die Gesteine sind von Quetschfugen durchsetzt und fallen nach denselben auseinander, statt daß sich große homogene Blöcke gewinnen ließen. Im folgenden befassen wir uns nur mit denjenigen Vorgängen, welche eine intime Verschiebung der Gesteinsteilchen bedeuten und somit Textur, Struktur oder Mineralisation des Gesteines verändert haben.

## Biegung, Faltung.

Die primäre mechanische Natur eines Gesteines ist wesentlich bestimmend für die Art der Met. Wird ein ungeschichtetes Gestein stärker als seine rückwirkende Festigkeit eingeschlossen, gequetscht, so entstehen sofort Absonderungsbrüche und Texturänderungen, besonders Schieferung. Ist aber eine Gesteinsmasse schief zur Staurichtung ausgeprägt geschichtet, so faltet sie sich. Je feiner die Schichtung, desto feiner kann die Fältelung werden. Die so weit verbreitete Schichtung in der Erdrinde ist die Vorbedingung für die Entstehung der Faltengebirge.

Geschichtete Gesteine falten sich auf Seitenpressung, weil es viel weniger innerer mechanischer Leistung bedarf, eine Schicht zu biegen, als in sich selbst zu stauen. Die Schichtfugen als schon vorhandene innere Trennungen übernehmen den größten Teil der notwendigen inneren Verschiebungen, wie beim Biegen eines großen Papierstoßes Blatt an Blatt sich verschiebt. Weil eine Doppelkrümmung nach dem Prinzip des Wellenbleches viel größere mechanische Leistung verlangt, als wenn in der einen Richtung Geradlinigkeit bleiben kann, so werden die Gebirgsfalten viel länger als breit. Und weil eine scharfe Doppelkrümmung innerhalb engen Raumes zu viel und zu schwierige

innere Verschiebung der Teilchen verlangen würde, so kreuzen sich Falten fast niemals direkt, sondern wenn sie in verschiedener Richtung aufeinander stoßen, schmiegen sie sich fast immer im Streichen aneinander an. Weil aber eine bescheidene Doppelkrümmung doch möglich ist, so werden die einzelnen Falten von beschränkter Länge und lösen sich gegenseitig ab, wie bei einem durch Zusammenschieben gefalteten Tuche.

Faltung (Biegung) im großen wie bis zur mikroskopisch feinen Fältelung setzt immer plattenförmige Lagerung von Gestein voraus und beweist, wenn bruchlos, die plastische — nicht bloß elastische — Biegsamkeit der Gesteinsplatten.

Bei Falten, die durch Quellung der Schichtsubstanz entstanden sind (Übergang von Anhydrit in Gips), sind die Faltenschenkel verdickt, die Umbiegungsstellen mehr oder weniger aufgebrochen, verdünnt, die Fältchen jeder Schicht nach Zahl und Größe von denjenigen der benachbarten Schicht unabhängig (Fig. 25 II). Bei Dislokationsfalten dagegen sind die Dimensionen in der Stauungsrichtung verkleinert, in der dazu steil gestellten Ausweichungsrichtung vergrößert und die Fältchen der verschiedenen Schichten so gut als möglich harmonisch aneinander angeschmiegt (Fig. 26 bis 31). Dadurch werden die Faltenschenkel eines Faltensystems verdünnt (in der Schichtfläche und Fallrichtung gestreckt, in der Mächtigkeit zerdrückt), die Umbiegungsstellen verdickt (in der Schichtfläche zusammengestaut, in der Mächtigkeit gedehnt). Die Differenz in der Schichtmächtigkeit zwischen Faltenschenkel und Umbiegungsstelle ist umso größer, je relativ weniger fest die Substanz und je intensiver die lokale Faltung ist. Die Verdünnung an den Schenkeln und Verdickung an den Umbiegungsstellen geht sehr gewöhnlich auf $^1/_2$ bezw. 2, sie kann sich aber auch weit unter $^1/_{10}$ für den Schichtschenkel und über das 10fache für die Umbiegungsstelle steigern. Sie beweist eine dem Fließen zu vergleichende Bewegung der Teilchen vom Schenkel gegen die Umbiegung hin, die, wie mikroskopische Untersuchung zeigt, ohne Änderung der Struktur, ohne Umkristallisation stattfinden kann, manchmal aber auch von tiefergreifenden Umänderungen in Textur, Struktur und Mineralisation begleitet ist. Oft sind durch das Wandern vom Schenkel nach der Umbiegungsstelle hin mikroskopisch feinste innere Gleitflächen entstanden, die die ganze Masse in der Lage der Achsialebene der Falte durchsetzen und nach Stillstand der Bewegung erhalten bleiben als eine oft kaum angedeutete, oft aber auch sehr ausgesprochene Transversalschieferung.

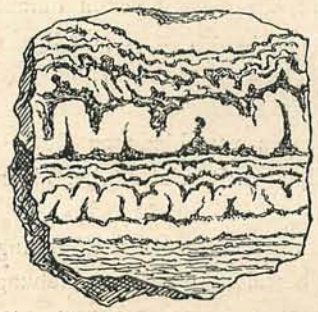


Fig. 25. Quellungsfältelung, entstanden durch die Umwandlung von Anhydritschichten in Gips ($^2/_3$ d. natürl. Größe).

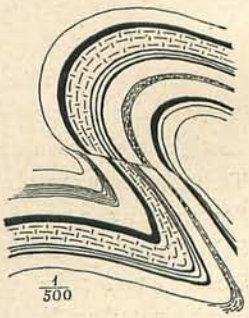



Fig. 26. Faltungsformen bei freierer Bewegung. Beispiel: obere helvetische Decken.

Die Erscheinung der verdickten Umbiegung und der verdünnten Schenkel fast aller alpinen Falten vom mikroskopisch Kleinen bis zur kettenbildenden Falte ist eine so durchgreifende Tatsache, daß jede Faltungstheorie, welche eine Quellung der Schichten, sei es durch Wärme

oder Umkristallisation, Metamorphose usw. annimmt, dadurch des bestimmtesten abgewiesen ist.

Die Zerdrückung der Schenkel eines Faltensystemes kann bis zum völligen Auslaminieren und zum Zerreißen gehen. Die Schichtfugen des Schenkels werden zu Verschiebungsflächen. Nach dem Zerreißen bewegen sich Gewölbeseite und Muldenseite einer Falte in relativ entgegengesetzter Richtung an der Schichtfuge. Diese Erscheinung kommt in allen Dimensionen vom mikroskopisch Kleinen bis zu vielen Kilometern vor. Die Bilder Tafel II, Fig. 28a und b sind gegenüber der natürlichen Größe nur wenig verkleinert, sie könnten aber auch gelten für Maßstäbe von 1:500 bis 1:100000! Zu den feinen inneren Verschiebungsflächen summieren sich die Schubflächen in den zerrissenen Schenkeln. Bei aufrechten Falten werden zunächst alle Schenkel in ähnlichem Maße verdünnt. Bei schief stehenden oder liegenden Falten stellt sich die Differenzierung der Schenkel ein. Gewölbe- und Muldenschenkel werden gestaut und verdickt, der Mittelschenkel gestreckt. Im letzteren stellt sich absoluter Zug ein. Bei mehr und mehr isoklinal symmetrischer Faltenstellung erfahren alle Schenkel eines Systems ähnliche Kompression.




Fig. 27. Fältelung bei Einengung. Beispiel: Flysch und Bündnerschiefer unter den Decken.

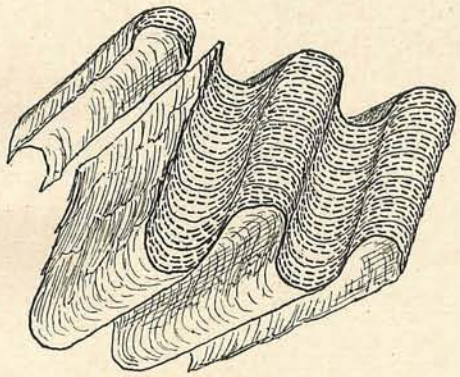


Fig. 29. Fältelung mit Zerquetschung der Mittelschenkel und Tendenz zum Zerfall in Hohlstäbe. Beispiel: Gneis am Frunthorn (Vals), ca. $^1/_{10}$ der natürl. Größe.

Unter besonderem mechanischem Einfluß kann ausnahmsweise sogar der Gewölbeschenkel einer liegenden Falte laminiert werden, indem gegenüber dem allgemeinen Belastungseinschluß die Belastungsdifferenz zwischen Gewölbe- und Mittelschenkel nicht mehr deutlich zur Geltung kommt (tiefere penninische Decken). Fältelung kann dazu führen, daß bei Steigerung in der Verquetschung der Schenkel das Gestein in Hohlstäbe auseinanderfällt (z. B. Gneis zwischen Dachberg und Piz Aul, Vals, Graubünden) (Fig. 29).

Wenn grobbankige, schlecht geschichtete Gesteine zur Faltung gezwungen werden, so suchen sie einfachere größere Formen zu bilden, oder sie brechen und ihre Stücke werden vom deformierbaren Material umflossen. Wenn der Dislokationsschub in die Richtung guter Schichtebenen fällt, bilden sich Falten; wenn und wo er quer zur Schicht geht, entstehen Laminationen. Durch die Faltung selbst ändert sich die Stellung der Schicht zur Richtung des maximalen Druckes, aber die veränderte Stellung befestigt sich immer mehr in Annäherung an Schenkel-Isoklinalstellung in die Richtung des leichtesten Ausweichens. Die Schichtfugen an den Faltenschenkeln werden glatter, diejenigen der verdickten Umbiegungsstellen werden gerippt. Wenn die äußeren Schichten einer Umbiegung im geringsten eine wirk-

liche Zugstreckung erfahren hätten, so wären sie nicht rauh gerippt, sondern glatt und über die Umbiegung gespannt, und die Schicht könnte dort nicht verdickt und transversalschiefrig, sondern müßte verdünnt, glatt und mit streichenden, klaffenden Rissen durchsetzt sein. Daraus, daß dem nicht so ist, erkennen wir, daß fast alle Faltung und Fältelung unter Umständen entstanden ist, bei welchen das Dehnen und Auswalzen nicht eine Folge von direktem Zug, sondern nur ein Ausweichen in der Richtung des geringsten aber stets noch gewaltigen Gegendruckes war. Die Umformung ist im allseitig fest im Druck eingeklemmten Material zustandegekommen. Wenn wir auch in Zukunft hie und da das Wort „Zug" oder „Streckung" gebrauchen, so ist damit meistens nicht wirklicher Zug, sondern geringster Gegendruck mit Ausgestoßenwerden gegen denselben gemeint. Wirklicher Zug mit Streckrissen in Gesteinen ist eine recht seltene und räumlich beschränkte Erscheinung.

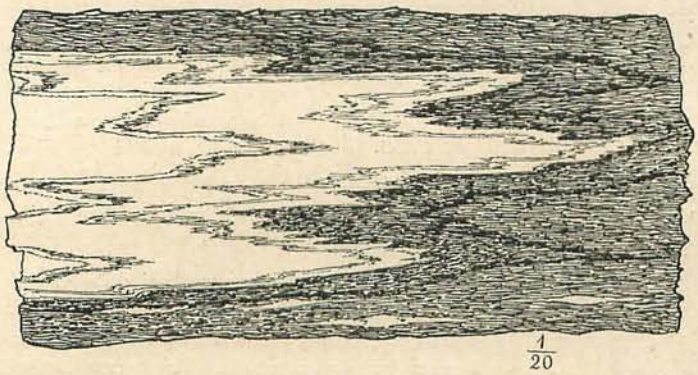



Fig. 30. Falten von Triasmarmor, umschlossen von Biotitgneis, spitz laminiert, Nordrand des Adulamassives.

Auch bei der Faltung zeigt sich deutlich Veränderung im Formencharakter, nicht nur mit der ursprüngl. Beschaffenheit und Schichtung, sondern auch mit der Tiefe unter der Oberfläche, also mit der Belastung, unter welcher sie eingetreten ist, und zwar in folgender Art: Je tiefer die Faltung entstanden ist, desto mehr sind alle Gesteine bruchlos gefaltet, die Falten zweiter Ordnung gedrängter, spitzer, oft zickzackförmig, der ganze Linienzug bewegter, plastischer, angeschmiegter, flüssiger, die Mächtigkeit der Schichten an Schenkel und Umbiegungsstelle stärker verschieden (vgl. Fig. 27 u. 30).

Im inneren Teile der Alpen und bei dünnschichtigen Massen mit starkem hundertfach repetiertem Wechsel in der Festigkeit der einzelnen Schichten stellt sich eine erstaunliche Mannigfaltigkeit in der Fältelung ein, eine innere Zerknitterung ganzer Gebirgsteile. Dann entstehen auch viele Disharmonien in den Faltenformen benachbarter fester Schichten, während eine zwischenliegende weiche Schicht das ausgleichende Füllmaterial bildet. Oft beobachtet man dann innerhalb einer Stunde Weges nicht nur Hunderte, sondern viele Tausende von Umbiegungen. Ganz ungeheuerlich sind in dieser Art z. B. die Faltungen im Bündnerschiefer des Schanfigg (Straße von Chur der Plessur entlang oder Schluchtweg nach Passugg oder der Aroserbahn entlang), des Prättigau oder der Viamala, der Schyn- und der Taminaschlucht, ferner in der Gola di Sosta oberhalb Olivone und noch an zahlreichen anderen Stellen. Die Stauung ganzer Gebirgsmassen kann sich bei Dünnschichtung in feiner, überall vorhandener Fältelung statt in einzelnen großen, kettenbildenden Falten auslösen.

Auch Stauung einer flüssigen oder halbflüssigen schlierigen Masse vor ihrer gänzlichen Erstarrung kann zu Fältelung führen. Diese Fluidalfältelung finden wir bei Laven verschiedenster Art. Sie ist auch in den Alpen oft prachtvoll entwickelt bei Orthogneisen, Dioriten und anderen Erstarrungsgesteinen. Auch hierbei sind (Fig. 43) die gefalteten Schlieren an den Umbiegungsstellen

verdickt, an den Schenkeln verdünnt. Die Dislokationsfältelung, die sich an verfestigtem Gestein vollzogen hat, ist ein Fließen in festem Zustande, und dadurch wird die Ähnlichkeit der entstehenden Fältelungen verständlich. Bei genauer Beobachtung lassen sich die beiden doch meistens unterscheiden: Fluidalfältelung ist zunächst nur an Erstarrungsgesteinen möglich. Sodann fehlen ihr die inneren Gleitflächen, die kataklastischen Zerdrückungen oder Verzerrungen von Kristallkörnern. Die harmonische Kontinuität der Magmafältelung ist zudem viel geringer. Auch durch Abrutschung (besonders unterseeisch) von fein geschichteten sedimentären, noch nicht erhärteten Massen kann feine Fältelung entstehen, die nicht als Dislokationsfolge zu betrachten ist (Arnold Heim, Fossile und rezente subaquatische Rutschungen, Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Pal., 1908). Diese Erscheinung ist stets sehr lokalisiert.

## Druckschieferung, Lamination, Linearstreckung.

Druckschieferung (Clivage, Transversalschieferung) stellt sich fast immer in einer wenig prägnant geschichteten Gesteinsmasse ein, wenn diese auf Druck ausweichen kann. Sie zeichnet die Richtung des geringsten Widerstandes, nach welcher

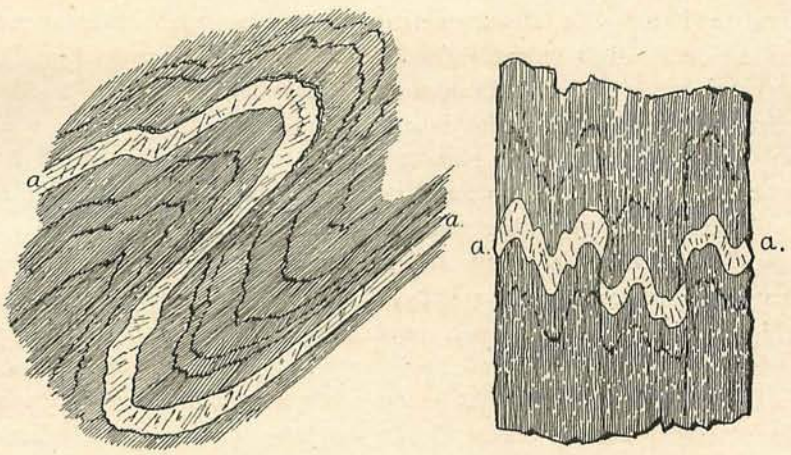



Fig. 31. Typen von Faltung mit Druckschieferung (a = festere Schicht zwischen weniger festen).

hin die ausweichende Bewegung eingetreten ist; sie kann also die Schichtrichtung in verschiedenen Winkeln schneiden. Druckschieferung und intensive Faltung kombinieren sich im kleinen wie in den größeren Dimensionen und entstehen gleichzeitig. Die Schieferung verläuft dann fast immer an den Faltenschenkeln annähernd wie die Schichtung, dagegen an den Umbiegungsregionen quer dazu. Beide haben annähernd gleiches Streichen. An den Schichtschenkeln wird die Schichtfuge durch Clivage verschärft und geglättet, an der Umbiegungsstelle hingegen entsteht durch die schiefernde Bewegung eine gewisse Rauhigkeit der Schichtfläche, die sich zu einer Rippung oder Verzahnung der beidseitigen Schichtfugen steigern kann (Fig. 31). Da die Schichtfugen dort zugleich in die Maximaldruckrichtung fallen, sind sie geneigt, klaffend zu werden und sich mit Sekretionen zu füllen. Druckschieferung und Faltung können sich auch als verschiedene Resultate der gleichen Deformation ersetzen in der Art, daß gut und fein geschichtete Gesteine falten, wenig geschichtete homogenere Massen schiefern.

Wie die mikroskopische Untersuchung und auch das Experiment zeigen, entsteht Clivage dadurch, daß die ungleich festen Partien oder Mineralkörner des Gesteins zu flachen Linsen zusammengedrückt werden, lamellare und stenglige Mineralteile sich mehr und mehr parallel stellen, besonders dadurch, daß sich ein flasriges Gewebe oder ein Parallelsystem ebener innerer Bewegungsflächen (Gleit-, Scher-, Rutschflächen, shearing planes) ausbildet, das mikroskopisch fein sein kann, und endlich dadurch, daß die Ausbildung von in der Ausweichungsrichtung liegenden lamellaren, stengligen und gleitleichten Mineralien befördert wird („Kristallisationsschieferung"). Bald ist die Schieferung mehr durch das eine, bald mehr durch das andere, bald durch mehrere der hier genannten Momente erzeugt.

Bei einer gut ausgebildeten Druckschieferung durchsetzen nicht einzelne sichtbare Fugen das Gestein, sondern seine ganze feste Masse ist in einer bestimmt gerichteten Ebene spaltbar. Manchmal blättert ein Druckschiefer durch Verwitterung auf, andere widerstehen lange Zeit sehr gut.

Lamination. Die Druckschieferungen lassen zwei etwas verschiedene mechanische Fazies unterscheiden, die freilich durch mannigfaltige Übergänge miteinander verbunden sind. Hat das Ausweichen auf stehenden Druck und mit nur mäßigen Differentialbewegungen innerhalb der Masse und überdies in einer die Schichtung schneidenden Richtung stattgefunden, so entsteht die gewöhnliche Druckschieferung. Wenn aber die relativen Bewegungen unter sehr hohem Druck weit ausholend geworden sind und die Zusammendrückung senkrecht zur Schichtung steht, besonders wenn die Zerdrückung zwischen zwei Massen von relativ entgegengesetzter Bewegung stattgefunden hat, so ist eine höhere Form von Druckschieferung entstanden, die wir, vergleichend mit den Produkten eines Metallwalzwerkes, als Auswalzung oder Lamination bezeichnen. Die Lamination ist eine hochgradig ausgebildete Schieferung mit glatteren Flächen und feiner ausgeprägten Streckungslinien. Sie ist die Bewegungsfazies der Druckschieferung gegenüber der mehr stehenden. Die Hauptheimat schöner Laminationen sind die Mittelschenkel, überhaupt Zonen starker Klemmung und Bewegung.

Feste triasische Quarzite unter der Dent Blanche-Decke sind in den Umgebungen von Zermatt (z. B. Triftkummen) in durchscheinend dünne Blätter mit Sericitüberzügen ausgewalzt. Die einzelnen Schichtpakete werden übereinander verschoben, verschleppt; die Mächtigkeit kann auf $^1/_{10}$, $^1/_{100}$ abnehmen, die Flächenausdehnung nimmt entsprechend zu (Argand). Der Schrattenkalk ist an der Ostseite des Calanda in kartondünne, durchscheinende, klingend harte, salinische Blätter laminiert (Arnold Heim), der Malmkalk in Fernigen ist manchmal vollständig eben und dünnplattig laminiert. Sehr schöne Laminationen von Graniten in ganz lineare Gneise finden sich an den Unterseiten der penninischen Deckfalten (Val Blenio usw.). Lamination ist in den Alpen sehr verbreitet.

Linearstreckung. In vielen Gesteinsmassen sind alle Flächen der Schieferung oder Lamination mit einer einheitlich gerichteten Streifung, dem „Faser" der Schieferbrucharbeiter, versehen, die meistens annähernd in der Fallrichtung der Schieferung liegt. Jedes Mineralkorn, jedes Petrefakt, jede kleinste Unregelmäßigkeit ist dann in dieser Richtung c gestreckt oder durch einen Sekretionsfaden verlängert (Taf. IV und Fig. 37 auf Taf. V). Solche Druckschieferung mit Linearstreckung entwickelt sich dann, wenn das Ausweichen der zusammengepreßten Masse nur in einer Richtung oder in einer Richtung wesentlich mehr als in anderen möglich

ist. Druckschieferungsflächen ohne jede Richtungsstreifung sind selten. Sie entsprechen dem Fall, wo das Gestein in verschiedenen Richtungen quer zur Quetschung ausweichen konnte. Die Linearstreckung auf den Schieferungsflächen ist die bezeichnendste Texturmetamorphose der Dislokation. Wir kennen sie in großer Ausdehnung nur aus den Kettengebirgen und hier stets der Tektonik entsprechend.

Kein anderer Vorgang kann Linearstreckung erzeugen. Sie unterscheidet sich auch von der Lineartextur, die durch Fließen von Eruptiva entstehen kann, in der Regel deutlich:

| Fluidalfadentextur bei Eruptiva: | Lineartextur durch Dislokation: |
|---|---|
| Die zuerst ausgeschiedenen Kristalle in Schlieren und Fluidalfaden geordnet ohne wesentliche Zertrümmerung. Anordnung meistens wellig schlierig (Fig. 43, b). | Präexistente Kristalle in der Faserrichtung verzerrt, gestreckt, als Trümmerschlieren verschleppt oder in Sekretionsfaden verlängert. Tendenz nach Geradlinigkeit. |

Ebenso ist die Linearstreckung auf den Schieferungsflächen von den gewöhnlichen Rutschflächen (Harnischen) zu unterscheiden. Die letzteren beschränken sich auf einzelne Flächen, die Linearstreckung durchsetzt das Gestein selbst als eine durchgreifende innere Gesteinstextur.

Flaserige Augentextur ist selten ursprünglich magmatisch, in Gebirgen fast immer Folge einer Met. DM kann sie auf zwei verschiedenen Wegen bilden: wenn das Wachstum neuer Kristalle die Ausbildung von Druckschieferung überdauert, oder wenn Druckschieferung ein Gestein ergreift, das schon größere festere Mineralkörner enthält. Im letzteren Falle ist Augentextur meistens mit Kataklase (Mörteltextur) verbunden. Sie ist weit verbreitet in verschiedenen Gesteinen, besonders in alpinen Gneisen (Fig. 36).

Deformationsachsen. Die bei der Deformation durch Dislokation in unseren Alpen auf eine Gesteinsmasse wirkenden Druckkräfte sind primär:

1. Das Gewicht der überliegenden Gesteinsmasse, vertikal gerichtet.
2. Der Horizontalschub in der Erdrinde, horizontal nach N und NW gerichtet.
3. Eine dritte Druckachse horizontal, aber quer zur Schubrichtung, entsteht nur indirekt durch den Widerstand gegen seitliches Ausweichen.

1 und 2 stehen ziemlich senkrecht aufeinander. So kommt es, daß große homogene Gesteinsmassen (z. B. Aaregranite) von vorherrschend NE streichender und stets um die Senkrechte schwankender Schieferung durchsetzt sind.

Die Deformation aber vollzieht sich nicht einfach nach den primären Druckrichtungen. Das Maßgebendste für ihre Gestaltung ist die Richtung des geringsten Widerstandes gegen Ausweichen der gepreßten Massen. In dieser Richtung tritt Verlängerung (Streckung, Lamination) ein. Sie wird beeinflußt von der Lagerung, der Verteilung verschieden fester Gesteine, der Form der Außenfläche, und sie ändert sich im Laufe der Bewegung. Im Deformationsresultate erscheinen nun drei mehr oder weniger von den Kräfteachsen abweichende, geometrisch faßbare, aufeinander senkrecht stehende Achsen. Dieselben sind a, b und c in Fig. 32.

a) Die Achse der geringsten Veränderung oder unveränderter Dimension. Sie liegt bei Falten ungefähr in der Streichrichtung, bei Druckschieferung in der Ebene derselben und quer zur Faserrichtung. Sie ist die Achse des mittleren Druckes und der geringsten Deformation.

b) Die Achse der stärksten Verkürzung liegt senkrecht zur Druckschieferungsfläche.

c) Die Achse der stärksten Streckung ist die Richtung des Ausweichens. Sie liegt genau in der Richtung des „Fasers" (= Linearstreckung) der Druckschieferungsflächen und annähernd in der Fallrichtung der Achsialebenen eines steilen isoklinalen Faltensystemes. (Die Schenkelstellung liegender Falten ist anderer Art und kommt hierbei nicht in Betracht.) Oft entsteht neben der Hauptschieferung, schwächer ausgebildet, noch eine dazu steile, zweite, in der Streckungsrichtung liegende transversale Bruchrichtung.

Von den Druckachsen und den geometrischen Achsen der fertig deformierten Gestalt haben sich die inneren Spannungsrichtungen schiefwinklig abweichend gedreht. Sie bilden sich durch die relativen Verstellungen der Gesteinsteilchen während der Deformation aus. Mit der Intensität der Umformung nähern sie sich den Deformationsachsen. Fortschreitende Dislokation führt zu Verstellung der Achsen.

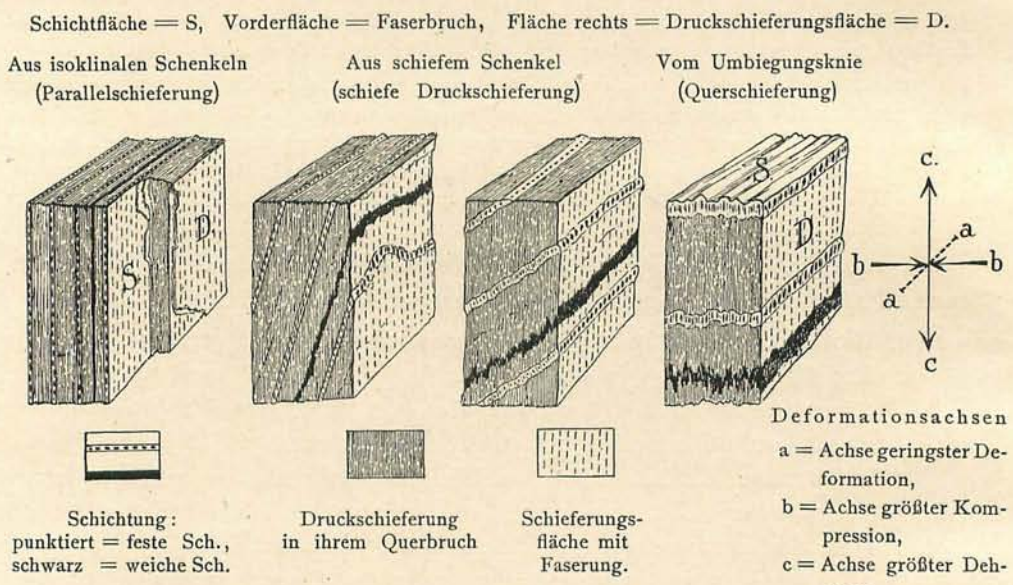



Fig. 32. Schema der gegenseitigen Stellung von Schichtung (S) und Druckschieferung (D) an Handstücken aus einer Falte.

Die Erscheinungen können sich sehr komplizieren. Das Endresultat, das uns vorliegt, ist meistens unter dem Gesichtspunkt der drei senkrecht aufeinanderstehenden Deformationsachsen — die nicht zugleich Druckachsen, und den Bewegungsfaden (Spannungen) nur teilweise angenähert sind — zu verstehen.

Je nach der Lage zu den Deformationsachsen kann in einem Gestein primäre Absatzschieferung mit aufgenötigter Druckschieferung sich zusammensetzen, so daß sich beide Schieferungen stärken oder kreuzen (stengliger Zerfall, „Griffeltextur"), oder die spätere kann die ältere verwischen. Auch kann ein schon druckschiefrig gewordenes Gestein sich im Verlauf der Gebirgsfaltung anders gedreht haben und von einer neueren jüngeren Druckschieferung zur Bildung von Griffeltextur geführt werden.

Manche Petrographen unterscheiden „Stress" und „Strain". Wenn ich die bezüglichen Publikationen recht verstehe, so bezeichnet Stress den Druck, und unsere genannten drei Achsen

sind Stressachsen. Strain dagegen bezeichnet die Deformation nicht in ihren äußeren Maßen, die mit den Stressachsen zusammenfallen würden, sondern nach der Verstellung der Teilchen, die ursprünglich in den Stressachsen sich aneinanderreihten. Die Strainachsen treten also im Verlaufe der Deformation aus den Stressachsen heraus und drehen sich immer schiefwinkliger zu denselben. Stress ist Druck-, Strain Deformationsspannung. Man spricht dann von Stressellipsoid und Strainellipsoid.

Verbreitung und Stellung der Druckschieferung in den Alpen. Die Transversalschieferungen und in deren Zonen die Linearstreckung (Faserung der Gesteine) sind in den Alpen von erstaunlicher Verbreitung, besonders in den tief deformierten Gebirgsgliedern. Stenglige, oft schnurgerade Streckung ist unter den Gneisen der Deckenmassive gerade so prachtvoll ausgebildet, wie in anderen Zonen bei den Sedimenten bis hinauf in die Flyschschiefer. Ein Para- oder Orthogneis, ein Quarzporphyr (Tafel IV), Glimmerschiefer oder Amphibolit mit ausgezeichneter Linearstreckung können unmöglich Produkte der CM oder der RM sein. Nur DM kann sie geschaffen haben. Und wenn sie, was oft der Fall ist, zugleich porphyroblastisch sind, so ist eben auch ihre Kristallinität und Mineralisation ein Produkt der DM.

Im großen ganzen streichen in den Kettengebirgen die Druckschieferungsflächen ungefähr wie die Schichten und Ketten; sie fallen aber einförmiger und meist, entsprechend dem Horizontaldruck, steiler als die Schichten. Ihre Lage ist, derjenigen der meisten Mittelschenkel steil stehender Falten entsprechend, vorherrschend steil SSE Fall, Ausweichen schief nach vorne oben. NW fallende Druckschieferungen sind selten. Ganze Gebirgsketten werden von einheitlich mit ihnen streichender steiler Transversalschieferung durchsetzt. Der Umstand, daß die alpinen Schieferungen viel öfter S fallend als senkrecht zum primären Horizontalschub stehen, ist wohl die Folge der N-Bewegung.

Ihre höchste und schönste Ausbildung erreicht die Druckschieferung, wo sie mit Schichtung oder gar Schichtungsschieferung zusammenfällt. Dies trifft in den Alpen oft bei steil isoklinaler gehäufter Faltung und Schuppung zu. Alle Textur nähert sich dann derjenigen der Schenkel und greift einheitlich auch durch die Umbiegungen. Die Streckungsstreifen verlaufen annähernd im Fallen oder einige Grade, ausnahmsweise bis 10 oder 20° von demselben abweichend. Beispiele: Gebiet der Flyschfalten unter den Glarnerdecken, Malmfältelung am Selbsanft, Kalkmulde von Fernigen, Bündnerschieferfalten des Schyn und Viamalagebietes, Sericitschiefer des Tavetscher Zwischenmassivs (Medelserschlucht), einzelne Gebiete der Tessinergneise. Sehr oft wird dann die Druckschieferung so vorherrschend, daß man die Spuren der Schichtung und der Schichtenumbiegungen kaum mehr findet; es kann aber auch Schieferung später noch gefältelt werden.

Zugrisse. Eine recht seltene, aber doch hie und da sehr deutliche Begleiterscheinung starker Linearstreckung sind kurze, sich ablösende, weit klaffende, aber immer nur einzelne Gesteinsplatten durchsetzende Zugrisse senkrecht zur Linearstreckung. Sie sind mit fasrigen, fast weißen und in Form feiner Querlinien die Perioden der Streckung anzeigenden Sekretionen von Calcit oder Quarz erfüllt.

Ich kannte diese Erscheinung erst lange nur von einem Stück stark sericitisierten Tonschiefers in unseren Sammlungen und suchte im Gebirge vergeblich. Endlich traf ich sie zufällig mehrmals; so in ganz prachtvoller Ausbildung im Verrucano (Fig. 33) und Dogger auf dem Grate von der Setherfurka zum Piz Mar, S des Panixerpasses, am roten Sernifitschiefer des Seeztales (Tierberg) u. a. O.

### Umgeformte Einschlüsse, besonders Petrefakten.

An Einschlüssen bekannter Gestalt lassen sich die Dimensionsveränderungen in allen drei Achsen messen. Deformation von Geröllen, Oolitkörnern, Petrefakten usw. tritt stets mit Druckschieferung auf. Bei reiner Linearstreckung werden Gerölle zu Zylindern oder plattgedrückten Spindeln. Noch lange erkennt man sie als Streifen mit einer angeschwollenen Stelle als letztem Rest des Gerölles, bis auch dieses bei gesteigerter Druckbewegung vollständig verschürft und in glatte Linearstreifung aufgelöst ist (z. B. Verrucanokonglomerat an den Grauen Hörnern). H. Reusch hat aus der Umgebung von Bergen prachtvolle Konglomeratgneise mit ausgestreckten gefalteten Geröllen beschrieben. Ähnliches zeigt sich in den penninischen Alpen im sogenannten Lebendungneis. Auch Gerölle im Carbon, im Bündnerschiefer, in den Basalkonglomeraten der Trias finden sich in den inneren Alpen oft laminiert. Die ursprüngliche Konglomeratnatur eines Gneises kann durch Auswalzung derart verwischt sein, daß sie nur noch auf angewitterter Querbruchfläche erkennbar ist. Flache oder lange Petrefakten (Nummuliten, Ammoniten, Belemniten, Tellerschwämme, Fische) lagen ursprünglich meistens in der Schichtfläche. An Faltenschenkeln, wo Schichtung und Druckschieferung stets zusammenfallen, sind sie laminiert, in der Mächtigkeitsrichtung reduziert, in der Faserrichtung der Clivagefläche elliptisch gestreckt. Jedes festere Korn erzeugt dann im Gestein eine lanzenförmig flach gedrückte Spindel, indem im Druckschatten beiderseits des Kornes teils mechanisch, teils durch Lösungsumsatz andere Mineralisation eintritt (Quarzkörner im Sericitporphyrschiefer am Tiefengletscher Taf. IV und Fig. 37 auf Taf. V). Wenn die Schieferung die Schichtung schneidet, nimmt die Deformation der Petrefakten andere Gestalt an. Stets tritt Vergrößerung, Verlängerung oder Verdickung in der Faserrichtung auf der Schieferungsebene, dagegen Verkürzung, Verdünnung, Zerdrückung quer zur Schieferung ein. Das Petrefakt kann auch von Schieferungsflächen in Platten, die sich aneinander verschoben haben, zerschert sein. Durch Pressen von plastischen Massen lassen sich alle in der Natur vorkommenden Deformationen experimentell nachbilden. Immer hängt die Gestalt des deformierten Körpers ab von der Lage, welche er zu den Deformationsachsen innehatte.

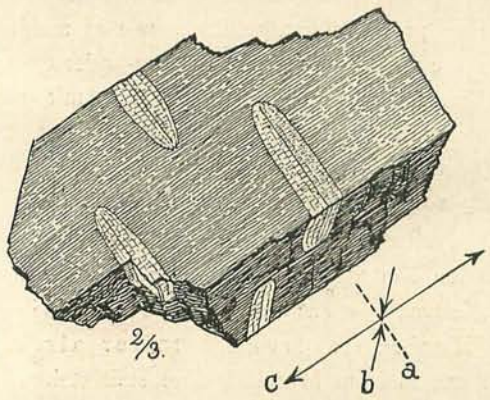



Fig. 33. Zugrisse im gestreckten Verrucanoschiefer am Panixerpaß, mit Calcit gefüllt.

Relativ einfach und verständlich gestalten sich die Deformationen bei Petrefakten von stengliger Gestalt. Hierher gehören Belemniten, Seeigelstacheln, Fischskelette.

Gestreckte Belemniten (Taf. III) sind in den jurassischen und kretazischen Gesteinen der Alpen nicht selten. Weil der Belemnitenkörper

meistens fester, aber zugleich spröder ist als das einschließende Gestein, so wird er in Stücke auseinandergerissen, während das einschließende Gestein völlig bruchlos gestreckt wird. Die Lücken zwischen den Belemnitenstücken sind dann Stellen verminderten Druckes, nach denen gepreßte Gesteinslösung sich flüchtet, so daß sie sich mit weißem Sekretionscalcit, seltener mit Quarz füllen. Der Sekretionskörper ist aber nicht zylindrisch, sondern etwas eingeschnürt und in der Streckrichtung gefasert. Bei schiefer Lage des Belemniten zur Streckrichtung werden seine Stücke manchmal getreppt geordnet, bei gleicher Lage geradlinig auseinandergezogen. Nur bei sehr starker Linearstreckung wird auch das zylindrische Belemnitenstück in die Schieferungsfläche platt gedrückt (Verkürzung von Achse b, vergl. Alb. u. Arn. Heim, Fernigen, Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich 1916).

Es gibt gestreckte Belemniten, aus denen sich das S. 83 aufgestellte Achsenverhältnis a : b : c ungefähr wie 1 : 1 : 2 bis 1 : 1 : 5 oder bei sehr starker Klemmung 1 : $^1/_2$ : 2, 1 : $^1/_2$ : 10, 1 : $^1/_5$ : 10 und ähnlich ergibt. Bei Deformationen ohne Rißlücken, wie sie bei Ammoniten viel eher vorkommen als bei den festeren und doch gegen Zug spröden Belemniten, bleibt stets wie beim umschließenden Gestein a × b × c = 1. In solchen Fällen habe ich gemessen: 1 × $^1/_2$ × 2 oder $^2/_3$ × $^1/_2$ × 3 und ähnliches.

Ebenso wie Belemniten finden sich auch andere spröde Schalen, wie Seeigelstachel oder ganze Seeigel in 5, 10 und 20 Stücke mit Calcitfüllung der Lücken auseinandergerissen, ohne daß die Risse in das homogen gestreckte Nebengestein fortsetzen. Auch bei Knochen kann sich diese Erscheinung der Streckrisse einstellen.

Korallen sind nicht so spröde wie Belemniten und Seeigel. Sie werden meistens homogen, mit dem einschließenden Kalkstein deformiert. Der Tithonkalk von Untervaz am E-Fuß des Calanda ist stellenweise ein laminierter, fester, hellgrauer Marmor voll weißer, von gestreckten Korallen herrührender Streifen geworden. Am Flimserstein gibt es oberen Malm-Korallenkalk, der ebenfalls stark linear gestreckt und fast ganz weiß geworden ist, der aber Tendenz zu mehligem Zerfall zeigt — vielleicht eine Kataklase nach der Marmorisierung, an den „marmo cotto" in Carrara erinnernd. Ausgezeichnet deformiert, erst in gestreckte Ellipsoide, dann in lanzenspitzförmige, dünne Fäden sind ursprünglich kugelige Formen, wie manche Seeigel und besonders die mikroskopisch kleinen Foraminiferen.

Ein schöner Fall von Deformation von Petrefakten durch Dislokation ist auf meine Veranlassung durch Alex. Wettstein untersucht und monographisch dargestellt worden. Dies betrifft die Fischskelette in den oligocänen Flyschschiefern des Kanton Glarus (Abhandl. Schweiz. paläontol. Ges. 1886).

Agassiz hatte die Fische aus den Glarnerschiefern zuerst untersucht und bearbeitet. Dabei benutzte er vielfach nicht die Originalstücke, sondern nur Abbildungen, die sein Zeichner in den verschiedenen Museen gemacht hatte. Er unterschied 7 verschiedene Spezies der Gattung Anenchelum und überdies noch Zwischenformen, mehrere Spezies der Gattung Acanus, Paläorhynchus und anderer. Daß gleichzeitig im gleichen Gebiete in großer Zahl 7 verwandte Spezies leben sollten, ist aus zoogeographischen Gesichtspunkten unwahrscheinlich. Bei einigen Spezies sollten die Wirbelgrenzflächen schief zur Wirbelachse stehen; dies ist aber mechanisch-anatomisch undenkbar.

Alle tertiären Glarnerfische liegen in den Schichtflächen einer S-fallenden isoklinalen Faltenschenkelregion. Durch die Ausbeutung der Schichtplatten sind sie in großer Anzahl gefunden worden. Das Fischskelett mit erhaltenem Calciumphosphat liegt verschieden tief innerhalb der dünnen Schicht,

die stets eine weiche, glatte, dunkle, tonige Seite, die „Linde", und eine graue, harte, kalkige Seite, die „Härte", besitzt. Es handelt sich also um dünne Schichten, die mit der Schieferung zusammenfallen. In den verschiedenen schweizerischen Museen finden sich etwa 3500 Exemplare, wovon etwa 500 Stücke gut erhalten sind. Wohl ebenso viele befinden sich in ausländischen Museen. Außer Fischen sind noch unerklärte Spuren aus endlosen Reihen von abwechselnd seitlich geöffneten Ringen, ferner Abdrücke einer Schildkröte und eines Vogels gefunden worden.

Auf den Flächen der Fischplatten sieht man Linearstreifung, bald sehr stark, bald weniger ausgeprägt. Der Fisch hat dazu verschiedene Stellung. Sehr viele Exemplare der Gattung Lepidopus sind geknickt und beide Teile noch zusammenhängend in einen Winkel gelegt. Der ursprünglich bandförmige, tote Fisch lag am Meergrund entweder flach auf der Seite oder gebogen aufrecht. Im letzteren Falle wurde er dann durch die sich darüber legende Last drehend geknickt in die Schichtebene gedrückt. Dem entspricht die Tatsache, daß bei den in einen Winkel geknickten Stücken die Bauchseite an der Innenseite des einen und an der Außenseite des anderen Schenkels liegt (Fig. 34).

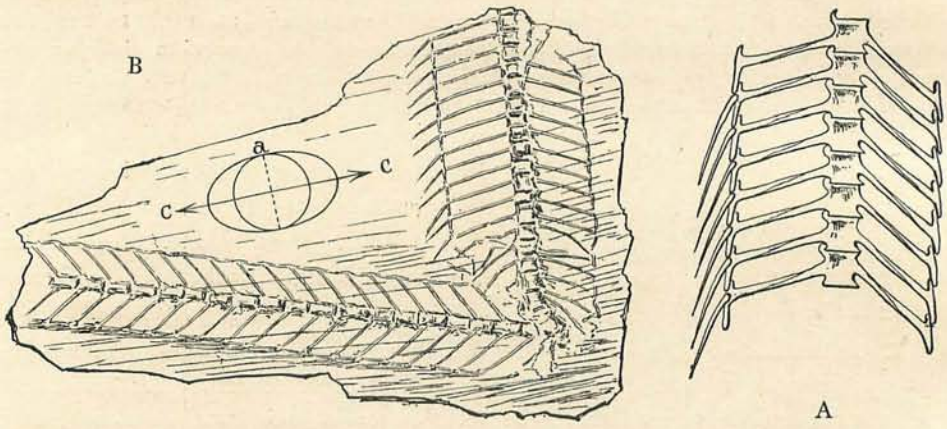



Fig. 34. Lepidopus Glaronensis Wettstein, Schieferbrüche Matt Kt. Glarus.
A Stück in natürlicher Größe und ohne Deformation (zum Vergleich mit B und Fig. 35).
B Geknicktes und in den beiden Stücken ungleich deformiertes Exemplar a : c = 10 : 17 ($^1/_2$ der natürl. Größe).

Eine eingehende vergleichende Prüfung ergab, daß bei allen winklig geknickten Stücken, die auf einer Platte mit deutlicher Linearstreckung liegen, das eine Stück einer anderen „Spezies" von Agassiz angehört als das andere Stück des gleichen Individuums. Die Stücke sind umso verschiedener, je verschiedener sie zur Achse c liegen. Es gelang Alex. Wettstein, einige geknickte Exemplare auf Platten ohne Faserung zu finden. Bei solchen erwiesen sich die verschiedenen Stücke desselben Fisches als von der gleichen Spezies von Agassiz. Da war also keine Deformation des Petrefaktes im Spiel; das ist die unveränderte richtige Form des Tieres Anenchelum glarisianum Ag. = Lepidopus glaronensis Wett.

Nachdem diese Grundlage gefunden worden war, konnte nun der relative Betrag der Streckung in der Faserrichtung in verschiedenen Maßen bis höchstens auf das $3\,^1/_2$fache (a : b : c = 1 : 1 : $3\,^1/_2$) für viele Stücke bemessen werden, und es gelang bald, aus dem Winkel der Wirbelsäule mit der Faserung des Gesteins und dem Betrag der Streckung in der Faserung alle Formverhältnisse (Winkel der Knochenstrahlen zur Wirbelsäule, Distanz und Länge derselben, sowie Länge und Dicke der Wirbelkörper usw.) der einen Spezies Agassiz in diejenigen einer anderen umzurechnen. So reduzierten sich die 7 Spezies Anenchelum auf 2, die 6 Spezies Acanus auf 3. Die Normalformen auf eine Kautschukplatte gezeichnet und diese in Richtung und Betrag verschieden gespannt, erschienen die Bilder all der zahlreichen vermeintlichen Arten (Fig. 35). Im ganzen haben sich von den früher unterschiedenen 44 Spezies 21 als bloße Deformationsgestalten herausgestellt.

Damit war nun auch die manchmal zur Wirbelsäule schiefe Lage der Grenzflächen der Wirbel kein Rätsel mehr. Die mikroskopische Prüfung ergab, daß der Tonschiefer und die weicheren Knochen homogen ohne Bruch deformiert sind, wogegen die härteren Knochen und im besonderen die viel spröderen Zähne im Falle der Streckung in lauter kleine Stücke auseinandergerissen sind, ähnlich wie die gestreckten Belemniten, nur mit viel engeren Trennungsrißchen. In der Schichtfläche senkrecht zur Faserrichtung hat keine nachweisbare absolute Veränderung der Dimensionen stattgefunden.

Das Studium deformierter Einschlüsse ergibt, daß dieselben in der Richtung a nur wenig verändert sind, in der Richtung der b-Achse bei festen Schalen viel weniger als das Gestein, bei schwächeren aber wie das Gestein auf $^1/_2$, $^1/_4$, sogar $^1/_{10}$ zusammengedrückt und in der c-Richtung auf das Doppelte, Vierfache bis über Zehnfache, die spröderen unter Zerreißen, gestreckt worden sind. Selbstverständlich kann die Deformation im einschließenden Gestein nicht geringer sein, wohl aber größer; denn das Gestein hat dem Einschluß seine Deformation aufgezwungen, und der letztere ist nur, soweit es unausweichlich war, nachgefolgt.

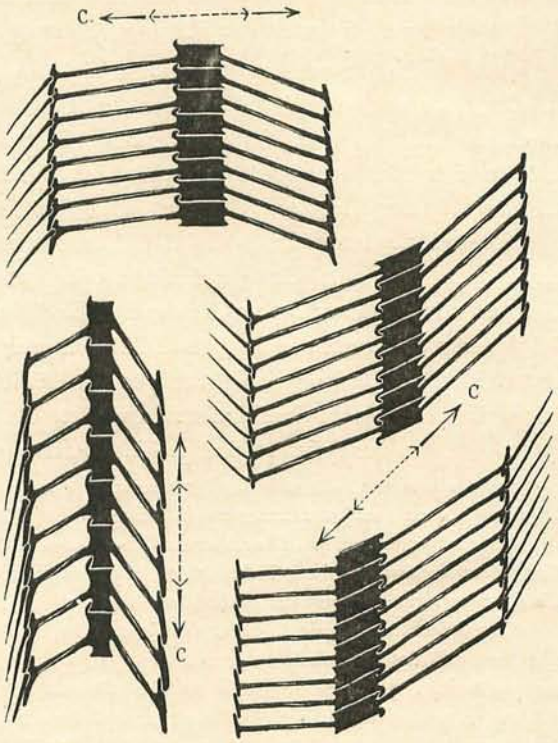



Fig. 35. Stücke von Lepidopus glaronensis Wettstein, Schieferbruch Engi-Matt, Kt. Glarus. Schema der Deformation bei verschiedener Lage zur Streckrichtung, c = 2 a.

## Bruchumformung, rupturelle Deformation.

Eine weitere Gruppe von DM sind die Dislokationszertrümmerungen. Sie gruppieren sich zunächst in zwei Typen: Die Zertrümmerung betrifft das Gestein und ist dann mehr bloß texturell; wir nennen ihre Resultate Dislokationsbreccien. Im anderen Fall greift sie in die einzelnen Mineralkörner hinein, läßt aber das Gestein unzerbrochen. Sie ist dann strukturell und hat den Namen Kataklase erhalten, weil sie etwas größerer Tiefe angehört.

### Dislokationsbreccien.

Die Zertrümmerung kann in großen Formen und mehr oder weniger regelmäßig verlaufen, so daß eigentlich nur die Lagerung davon beeinflußt wird. Solche Bruchsysteme ersetzen in tektonisch höheren Gliedern oft Biegungen. Das Gestein selbst bleibt innerhalb der großen Klötze, in die es zerfällt, unverändert. Bald durchziehen

Hunderte von Kluftadern in regelmäßiger Parallelordnung das Gestein. Oft sind sie ganz eben und mit gleichmäßig angeordneten Rutschstreifen versehen, oft unregelmäßig verteilt. Die Beziehungen zur Tektonik sind manchmal deutlich und einfach, in anderen Fällen unklar. Wird die Zertrümmerung dichter, so entstehen die Dislokationsbreccien, die nach der Bruch- und Bewegungsart in zwei Haupttypen zerfallen:

1. Bruchbreccien. Es gibt Dislokationsbreccien, bei welchen die Brüche in der Richtung des jeweilen lokal maximalen Druckes unter Ausweichen und Lockerung in der darauf steilstehenden Richtung entstanden sind. Die Druckrisse können sich häufen und die Trümmer sich durch fortlaufende Dislokation verstellen zu einem immer dichteren Gewirre. Die Gesteinsmasse wird dadurch in eine Dislokationsbreccie zerdrückt, wobei die Trümmerchen pulverfein werden können. Dabei ergab sich oft Raum für gleichzeitige oder spätere Sekretionsverkittung, oder das Gesteinspulver ist auch ohne Bindemittel bloß durch Druck wieder verfestigt worden.

Wenig feste, aber sehr spröde Gesteine neigen unter sonst gleichen Umständen am meisten zur Bildung von Bruchbreccien. Solche entstehen, wenn der allgemeine Druckeinschluß nach einer Richtung geringer als die Festigkeit ist. Bruch erfordert Raum für die Bruchrisse. Solche Verhältnisse sind in geringeren Tiefen gegeben.

Wir sehen hier ab von den gewöhnlichen „Reibungsbreccien", die in bloß dünnen Lagen alle Arten von Bruchflächen als Füllmaterial begleiten. Dagegen gehören hierher eine Menge von technisch sogenannten „Marmoren", bei denen Kalkgestein irgendwelcher Farbe von weißen Calcitadern durchwoben ist. Dabei tritt sehr oft zur Sekretionsaderung noch unregelmäßige direkte Dislokationsmarmorisierung des Kalksteines hinzu.

Der Kieselkalk an der N-Seite des Gulmen und am E-Ende des Mattstockes ob Amden bildet eine fest verkittete Dislokationsbreccie, der Quintnerkalk in der Walenstadter Zwischendecke eine lockere Breccie. Der „Salerensand" am Walensee ist eine brecciös zerquetschte Region von Malmkalk mit ganz unvollständiger Verkittung, anschließend an eine Bruchverschiebung. Eine großartige Bruchbreccie bildet der Malmkalk an der Basis der Mürtschendecke zwischen Obloch und Müller am NW-Abhang des Schilt (Glarus). Ein besonders typischer Fall einer Bruchbreccie, ohne Bindemittel verfestigt, zeigt der Anthrazit im Wallis südlich der Rhone (Alb. Heim, Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich 1896). Er ist meistens zu Pulver zerdrückt und als Pulver auch gangförmig in Spalten des Nebengesteins gepreßt, an der einen Stelle ganz weggedrückt, an einer anderen zur „Tasche" angehäuft und durch den Druck ohne besonderes Bindemittel wieder verfestigt worden. Dabei neigt der Anthrazit zu graphitischen Rutschflächen.

2. Rutschbreccien. Von den Bruchbreccien recht verschieden sind andere Dislokationsbreccien, bei denen die Trennungen schief bis quer zum Maximaldruck verlaufen und einem seitlichen Weggleiten auf den Druck entsprechen. Das Gestein zerfällt durch Rutschflächen in lauter flache Schublinsen, die aneinander gleiten. Diese können so dünn und flach werden, daß die ganze Umformung schließlich in Druckschieferung übergeht.

Je geschlossener die Pressung, je milder und gleitfähiger das Gestein, und in je größerer Tiefe die Dislokation eingetreten ist, umso eher entstehen Rutschbreccien statt Bruchbreccien. In großer Tiefe mußten selbst feste körnige Granite sich dieser Form fügen. Klaffende Rißchen entstehen hier nicht. Deshalb fehlt auch Raum für Sekretion. Dagegen entstanden durch Randumwandlung der aneinandergepreßt sich verschiebenden Gesteinslinsen oft typische dichtere Dislokationsmineralien, in welchen die Rutschung sich in streifigen „Harnischen" abbildet — so besonders

Sericit, Chlorit, Epidot, Graphit. Viele Gesteine der Kettengebirge sind von in solchen Mineralien ausgebildeten Rutschflächen durchsetzt; bald treten sie vereinzelt, bald massenhaft auf.

Beispiele von Rutschbreccien kennen wir schon aus den Mergelgesteinen der Gewölbekerne im Jura. In ganz ähnlicher Weise treten sie in den Mergeln der Antiklinalzone der subalpinen Molasse (Rikentunnel) wie in manchen Tonschiefern inneralpiner Gebiete auf.

Die Serpentinstöcke am Silsersee und im Oberhalbstein zerfallen nach Rutschflächen in kleine, oft flach linsenförmige Stücke. Die Diorite und Granite des Piz Bernina, P. Roseg und P. Surlej sind von Rutschflächen mit Epidotspiegeln ganz durchsetzt. Die kristallinen Deckschollen bei Chazfora im Münstertal und in der Umgebung des Piz Umbrail sind so von Rutschflächen durchsetzt, daß es unmöglich ist, davon ein ganzes Sammlungshandstück zu schlagen (R. Staub). Das Gipfelgestein des Julier (Plagioklasbiotitgranit) zerfällt durch und durch in schalige Stücke von 1 cm bis 1 m Durchmesser, die von schaligen Rutschflächen ganz umgeben sind (Alb. Heim).

## Kataklase.

Eine feinere Dislokationszertrümmerung, welche das Mineralkorn, die Textur und die Struktur ergreift, nennt man nach Daubrée Kataklase. Sie tritt in vielen Abstufungen auf. Wo das Gestein bricht, braucht in der Regel das Mineralkorn nicht verquetscht zu werden. Ist aber der Druckschluß so fest und innig, daß Bruchauslösungen durch das Gestein nicht mehr den nötigen Raum zum Ausweichen finden, so muß die Deformation sich am Mineralkorn und an der Struktur vergreifen. Die feinsten Mineralkörner werden zerbrochen und differential bewegt, das Gestein als Ganzes aber nicht zertrümmert. Kataklase ist unter größerer Belastung in größerer Tiefe (immerhin noch „oberste Zone", Grubenmann) entstanden.

Es gibt Übergänge zwischen pulverfeiner Breccienbildung und Kataklase. Ohne chemischen Eingriff (Ausscheidung von Bindemittel oder Mineralumbildung zum Zusammenwachsen) bleibt dann das Gestein mehr oder weniger mehlig oder sandig zerreiblich. In diesem Zustande finden wir z. B. manche Granite des Aarmassives. Die Festigkeit ist stark vermindert. Der Korallenmarmor im Flimserstein, viele zuckerkörnige Dolomite der Trias haben ihre Struktur auf diese Art erhalten. Meistens aber hat Neuverkittung die Rißchen wieder ausgeheilt.

Die gewöhnlichsten Erscheinungen kataklastischer Gesteine sind: Zertrümmerung der Quarzitgerölle oder der Quarzkörner zu feinsandigen Schlieren in Konglomeraten oder in Graniten, Porphyren, Gneisen, undulöse Auslöschungen des polarisierten Lichtes, als dauernde Folge der erlittenen Pressung bei Quarzkörnern und ihren Bruchstücken, Umwandlungen von Feldspatkristallen unter teilweiser Zertrümmerung und Verstellung der Trümmer in Feldspataugen oder Linsen und Schlieren, Verbiegung der Zwillingslamellen der Plagioklase, Verbiegen und Zerreißen der Glimmer in gezogene Fetzen oder Zusammenschieben in gehäufte Schuppen durch die ganze Gesteinsmasse hindurch (Fig. 36). Selbstverständlich kann die Struktur nicht derart beeinflußt sein, ohne daß auch die Textur ergriffen wird. Flasrige und Augentextur, entstanden durch den Widerstand festerer Körner (der „Augen"), Druckschieferung, Streckungsstreifung begleiten die Kataklase. Man spricht von Mörtelstruktur, wenn die Kristalle von Rinden ihrer eigenen Trümmerchen umgeben sind. Die Deformation im großen ergibt sich dann aus der Summe der Deformationen

in den einzelnen Bestandteilen. Die Kataklase kann auch massenhaft mit Zwillingsbildung vergesellschaftet sein, die die Deformation erleichtert hat. Selten finden wir eine intensive Kataklase, ohne daß dabei auch bereits Ummineralisierung, Mineralneubildung sich in einem gewissen Grade einstellt.

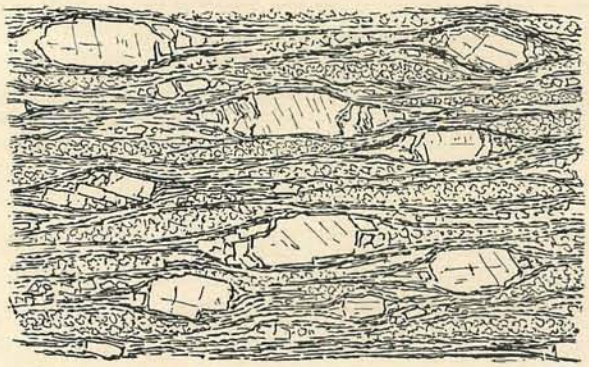


Fig. 36. Augengneis: durch Kataklase aus Granit entstanden.

Große Feldspäte in Augen gepreßt, Quarz in feinkörnige Schlieren zerdrückt, Glimmer gestreckt und in flasrige Häute geordnet, viel Sericit neu gebildet.

Bildfläche in der Ebene der Achsen b-c. ca. natürliche Größe.

Die Kataklase ist in den Alpen von großer Verbreitung. Mächtige Gesteinszonen, wie z. B. die Mt. Blanc-, Aar-, Gotthard- und Medelser Granite, sind durch und durch kataklastisch. Es kann keine eindrücklichere Demonstration der Kataklase geben als z. B. ein Handstück Aar- oder Gotthardgranit neben einem solchen des intakten, neugeborenen Bergellergranites oder eines Stückes von Habkerngranit, der durch Einbettung in Flysch mechanisch unversehrt geblieben ist.

## Bruchlose, plastische Umformung.

Die Gesteinsumformungen bei der Gebirgsbildung (DM) können auch gruppiert werden in Umformung mit Bruch (rupturelle oder kataklastische Deformationen, zone of rock-fracture, van Hise) und Umformungen ohne Bruch (plastische Deformationen, zone of rock flow or flowage, van Hise). Die beiden Formen sind aber nur in den extremen Gliedern der Reihe vollständig verschieden. Im gleichen Gestein kann das eine Mineral bruchlos umgeformt sein, das benachbarte, etwas sprödere Korn, ist zermalmt. Plastische und kataklastische Umformung mischen sich innig. Fast alle Umformungen mit Bruch lassen auch die Mitwirkung plastischer Umformungen ohne Bruch erkennen. Auf der letzteren beruht es z. B., daß Adern auskeilen, sich in feinere Adern („Trümer") auflösen oder auch sich ablösen können. Selbst die undulöse Auslöschung des polarisierten Lichtes in einem ganz kataklastischen Quarze beweist etwelche Deformation ohne Bruch.

Die Umformung mit wenig Bruch oder ganz ohne Bruch ist immer die höhere Leistung der Dislokation, als die Umformung mit Bruch. Sie hat die Festigkeit nicht nur auf einzelnen Flächen, sondern durch die ganze Masse von Molekül zu Molekül überwunden. Die Beobachtung lehrt nun, daß Bruchumformung und bruchlose (plastische) Umformung beide bei allen verschiedenen Mineralien und Gesteinen vorkommen können. Das Eintreten bruchloser Umformung ist also nicht an die Mineral- oder Gesteinsart gebunden. Ferner kann das gleiche Mineral oder Gestein das eine Mal brechend, zu anderer Zeit oder an anderem Ort bruchlos plastisch umgeformt werden. Der Eintritt bruchloser Umformung muß somit durch die mechanischen Umstände bedingt sein, unter

denen die Umformung eingetreten ist. Die Verteilung der beiden Umformungsarten im Gebirge läßt sofort erkennen, daß die Umformung mit Bruch den tektonisch höheren, plastische Umformung den tieferen Zonen angehört. Außer dem Sprödigkeitsgrade des Gesteines und der Festigkeit seines Umschlusses entscheidet also die Stärke der Belastung, die Intensität des allseitigen Druckes. Die bruchlose oder plastische Umformung bei der Gebirgsbildung ist so oft bestritten oder übersehen worden, weil oft mehrere Arten der Umformung sich unterstützen und durchdringen.

Tonschiefer, tonhaltige, aber auch tonfreie Kalksteine und Dolomite, Kieselkalke, Kieselschiefer, findet man oft ohne jede innere Zertrümmerung und strukturelle Veränderung bruchlos gefaltet. Dabei kann sich sogar das mikroskopisch feine individuelle Kristallkorn homogen deformieren, es ist abgeflacht, gestreckt und hie und da zugleich sammelkristallisiert (z. B. feingefältelter, tonfreier Malmkalk vom Pfaffenkopf, Selbsanft, Windgälle, Fernigen, Grindelwaldgletscher, lochseitisierter Seewerkalk S Klausenpaßhöhe, Dolomit Aversertal usw.). Im Seewerkalk unter dem Säntisgebirge finden wir im Dünnschliff (Arnold Heim, „Beiträge" n. F. Lfg. 16, S. 469 usw.) in den gequetschten Teilen der Kalklinsen die sonst runden Durchschnitte von Foraminiferen mehr und mehr flach elliptisch gepreßt (Taf. V, Fig. 39). Dennoch sind die feinkörnige Struktur des sehr dichten und festen umgebenden Kalksteines und die primäre Sekretionsstruktur der Foraminiferensteinkerne oft unverändert geblieben und die Foraminiferenschale hat ihre scharfe Umgrenzung und feinfasrige Radialstruktur behalten. Wenn auch ganz schief gedrückt, ist doch noch im polarisierten Licht das dunkle Achsenkreuz der sphärischen Aggregation in den Schalendurchschnitten erhalten geblieben! Selbst innerhalb eines Dünnschliffes lassen sich oft alle Übergänge von den elliptischen zu den spindelförmig gewordenen und schließlich in lange feine Fäserchen gestreckten Foraminiferen verfolgen. Das ist plastische Umformung ohne Kataklase und ohne Lösungsumsatz, denn jeder Lösungsumsatz hätte bei so starker Deformation diese Strukturfeinheiten aufgezehrt und alles mehr oder weniger ähnlich marmorisiert.

Die Schwämme, die Ammoniten und das umschließende Gestein des Schiltkalkes am Bützistöckli (Kärpfgebiet) sind ohne Kataklase und ohne Lösungsumsatz, ohne jede sekretionsverwandte Änderung in der Mikrostruktur oder in der Farbe auf das 2—12fache gestreckt. Die dichten reinen Malmkalke von Fernigen, welche die zerrissenen Belemniten enthalten, sind in der Faserung auf bis über 10fache Länge laminiert, ohne daß das Mikroskop Kataklase oder allgemeinen Lösungsumsatz im Gesteine auffinden ließe (Tafel III).

Die Dickendifferenz zwischen Schenkel und Umbiegungsstelle der Falten beweist, daß eine innere Verschiebung der Teilchen, ein Strömen, ein „flow" oder „flowage" vom gequetschten Schenkel nach der benachbarten Umbiegungsstelle hin stattgefunden hat. Bei ganz dichten Gesteinen ist auffallenderweise zwischen Schichtschenkel und Umbiegungsknie oft keine Strukturdifferenz zu finden.

## Knetgesteine (Mylonite).

Manche Gesteine, besonders solche, die zwischen ungleich sich bewegenden Gesteinsmassen eingeklemmt waren, sind schon von bloßem Auge sichtbar verknetet. Wenn bei der Bewegung auf einem Mittelschenkel in den Widerständen Unregelmäßigkeiten und Zerreißungen entstehen, dann können Fetzen des Mittelschenkels in der Überschiebungsfläche gerollt und zu Riebeln gedreht, oder stellenweise weit auseinandergerissen, stellenweise schuppenförmig gehäuft werden. An der Unterseite großer Schubdecken wird nicht selten der obere Teil der unteren Schichtserie aufgeschürft und mit den Fetzen des Mittelschenkels oder den Bruchstücken der oberen Serie verknetet. Sehr deutlich wird die Verknetung, wenn daran

verschieden gefärbte Gesteine sich beteiligen oder Farbdifferenzen durch die DM selbst sich ausbilden. Bei Kalksteinen, die durch organische Substanz oder Limonit und Ton gefärbt sind, findet eine Entmischung statt; es entstehen einerseits weiße Marmorschlieren, andererseits Häute oder Schlieren von Anthrakonit, Graphitoid, Ton, Sericit, Chlorit oder gar Hämatit. Die Schlieren werden nun mannigfaltig verbogen und miteinander verknetet. Dabei bilden sich in allen Dimensionen von wenigen Millimetern bis zu mehreren Metern Durchmesser zylindrische oder spindelförmige Gesteinsriebeln. Während Streckungsspindeln sich in der Faserrichtung (= annähernd Fallrichtung, Deformationsachse c) bilden, liegen die Längsachsen der Knetriebeln im Streichen (d. h. in der minimalen Deformationsachse a). Nach dem schönen Fall des Malm-Mittelschenkels der helvetischen Decken im Glarnerland, der an der Lochseite bei Schwanden leicht zugänglich und gut entblößt ist, hat Arnold Escher so verkneteten Malmkalk Lochseitenkalk genannt (Taf. II, Fig. 38). Diese Erscheinung ist in den Alpen weit verbreitet, und wir haben den Ausdruck „lochseitisiert" ähnlich verwendet, wie andere „mylonitisiert". Daß diese Verknetung teils plastisch eintritt, aber zugleich sich mit zahllosen Bruch- und Gleitflächen durchmischt und mit Kristallisation, besonders Sammelkristallisation nach Art des Gletscherkorns, verbinden kann, ist selbstverständlich und oft von freiem Auge, oft unter dem Mikroskop leicht zu erkennen. Die Ummineralisation beschränkt sich in solchen Knetgesteinen meistens auf Marmorisierung, Sericitisierung, Chloritisierung und Epidotisierung.

Die Verknetung kann sich zwischen verschiedenen oder innerhalb ein und desselben Gesteines vollziehen. Im großen führt sie zur Knetlagerung. Hierher zählen Gesteinszonen, welche von verschiedenen Beobachtern „Quetsch-, Mischungs-, Schuppen-, Verruschelungszonen" usw. genannt worden sind. Mehr und mehr kann das ergriffene Gestein zu Knettextur, Knetstruktur umgeformt werden, und auch die Mineralisation kann ändern. Die verschiedenen Formen greifen ineinander.

### Beispiele von Gesteinsverknetung.

1. Vorherrschend als Knetlagerung entwickelt: Die Mürtschendecke enthält im Luchsingertobel (Glarus) in ihrem oberen Teil ein 23 m mächtiges Paket aus Schiefern und Sandkalken des Dogger, der von zahlreichen Lamellen von Verrucano durchschürft ist (Oberholzer). Die überschobene Masse der Achsendecke am Urirotstock ruht auf ihrem verkehrten Mittelschenkel, der ein Knetgestein aus Malm und Kreide mit verwalzten Ostrea Couloni darstellt (Arbenz und Buxtorf). Die Zone von Sitten bis E Orsière besteht aus über 100 ineinandergeschobenen Schuppen von Lias und Dogger (Argand); die Zone von Bâtiaz bei Martigny scheint von sehr komplexer Zusammensetzung aus vielen verkneteten Schuppen des Mesozoikums gebildet zu sein. In der Gegend von Yberg gibt es Verknetungen von Seewerkalk mit Senonmergeln (Arnold Heim, Zentralbl. f. Min., Geol. u. P. 1909 S. 631—636).

Gesteinsverknetungen in großartiger Entwicklung finden sich in der Umrandung des Engadinerfensters, des Prättigau, der Aroserberge und des Schams (Seidlitz, Steinmann, Trümpy u. a.). Hier treten völlige „Mischzonen", „Quetschzonen" auf, wo Schubmassen in Schollen und Linsen zerrissen in die Unterlage gepreßt und verschürft sind. Hierher gehören auch die von Seidlitz und Trümpy beschriebenen Granitmylonite des Rhätikon, von denen manche Fetzen zwischen Flysch und aufgeschobener Trias liegen. Geknetete Lamellen kristalliner Gesteine, weit in die Faltungen oder Überschiebungen jüngerer Sedimente verschleppt, sind an zahlreichen Stellen von vielen Beobachtern gefunden worden.

Granit-Mylonit der Errdecke findet sich, verschürft durch die darübergeschobene Berninadecke, am Piz Corvatsch 800—1000 m mächtig, und im Val Roseg ist der Mittelschenkel der Berninadecke selbst zu einem Diorit-Mylonit geworden. Der Ophicalcit bei Furtschellas unter dem Piz Corvatsch ist durch Verknetung von Serpentin mit Kalkstein entstanden (R. Staub). Fetzen (bis 45 m lang) von Porphyren, Diabasen, Gabbro, Lias, Tithon, z. T. vom S-Rand der Alpen stammend, sind in dem verschürften Steinsalz von Berchtesgaden, Hallstadt und Umgebung eingeknetet (v. Hauer, Haug). Die „Schwarzeckbreccien" der Tauern, die Reibungsbreccien am Brenner werden von Leop. Kober als Verknetungen namhaft gemacht. Dolomit- und Gneisriebeln liegen in schiefriger Verschürfungsmasse. Bei weitem Transport kann nach Kober ein Dislokationskonglomerat aus diesen Knetlagerungen hervorgehen.

Im Gebiet der helvetischen Alpen ist vor allem noch des Flysches mit seinen eingekneteten und verschleppten zahllosen Schürflingen älterer Gesteine am N-Rande der Alpen als großartiger Knetlagerungen zu gedenken.

2. Ausgezeichnete Knettexturen herrschen vor an den ausgewalzten und verfalteten Liasbreccien im Fextal und Schams, an der Alpe de la Liaz im Val de Bagnes usw. In Centovalli bei Losone sind Bündnerschiefer und Trias als Dach der Dent Blanche-Decke unter der darübergehenden Ivreazone ganz lochseitenkalkähnlich verknetet. Der Banatit-Mylonit der Selladecke ist durch die darüber gegangenen Err- und Berninadecken verwalzt worden.

3. Ausgezeichnete Knetstrukturen zeigen: Lochseitenkalk (Taf. II, Fig. 38), vorherrschend Malmkalk, hie und da von Fetzen von ähnlich verarbeitetem Eocän, Kreidegesteinen oder Triasdolomiten begleitet, im ganzen Gebiete der großen Glarnerdecken als verkehrter Mittelschenkel unter Verrucano über Flysch ausgebildet, in Mächtigkeit wechselnd von 0 oder wenigen Dezimetern bis 20 und 30 m, vielfach von Rutschflächen begleitet oder in Form zylindrischer Riebeln in der Streichrichtung, oder auf der einen Seite mit ebenen Rutschflächen, auf der anderen unregelmäßig ins Nebengestein verzahnt und innerlich schlierig entmischt und verknetet. „Lochseitenkalk" kommt als verkehrter Mittelschenkel auch bei vielen anderen Decken und Teildecken vor. Die wenigen Dezimeter Lochseitenkalk vertreten oft mehrere hundert Meter Malmkalk. Rötidolomit lochseitisiert findet sich unter Verrucano am Panixerpaß-Setherfurka, z. T. mit Malmkalk zusammengeknetet. Seewerkalk lochseitisiert, mit ausgezeichnet entwickelter Knetstruktur und -textur liegt in den verkehrten Mittelschenkeln der parautochthonen oder der untersten helvetischen Decken, z. B. S der Klausenpaßhöhe bis gegen den Kammli- und Gemsfayrenstock, auffallend am Gipfel der Teufelsstöcke. Ähnlich im verkehrten Mittelschenkel der helvetischen Decken am Panixerpaß-Seeli.

Die Deformation ist an Gestein vollzogen worden, das schon so fest war, wie es heute vor uns liegt. Zunächst ist bei den alpin deformierten Gesteinen, z. B. bei den Triasschichten, von ihrem Absatz bis zu ihrer Faltung 10 bis 100 mal so viel Zeit verstrichen als von der Faltung bis heute. Wenn sie in der Zeit vor der Faltung nicht erhärtet wären, so wären sie es wahrscheinlich auch heute noch nicht. Manche der deformierten Gesteine, z. B. chemische Niederschläge oder Eruptiva, waren schon durch den Absatz oder die Erstarrung fest wie heute. Mit den Gesteinen sind oft homogen umgeformt die eingeschlossenen Gerölle und Molluskenschalen, Korallenstöcke, Wirbeltierskelette, die doch alle von Anfang an schon vollauf fest waren. Das umschließende Gestein hätte aber diesen Einschlüssen keine Deformation aufzwingen können, wenn es nicht selbst schon damals ähnlich fest gewesen wäre wie der Einschluß. Ein Belemnit, ein Gerölle in einem breiweichen Material eingebettet, würde durch dessen Bewegung nicht zerrissen, ein Ammonit nicht elliptisch gestreckt. Calcitadern im Kalkstein, die, um zu entstehen, festes Gestein voraussetzen, finden sich nachträglich wieder gefaltet. Die deformierten Gesteine sind oft von älteren scharf streifigen Rutschflächen durchsetzt oder von Bruchflächen mit Calcit- oder

Quarzüberzügen innerhalb brecciös zertrümmert. Damit solche Zerteilungen entstanden, mußte das Gestein so fest und spröde sein wie heute. Auch der hie und da aufgetauchten Meinung, es könnte der alpinen Dislokation ein Wiedererweichungsprozeß unmittelbar vorangegangen sein, stehen alle Wahrscheinlichkeiten entgegen.

Beispiel: Im Bündnerschiefer des Plessurgebietes hinter Chur findet man öfters die starken festen Kieselkalkbänke quer durchsetzt von feingefältelten weißen Calcit- und Quarzadern. In dieser gefältelten, zerknitterten Form können sie nicht als Spalten begonnen haben. Sie zeigen auch meistens deutlich das Faltengesetz: Umbiegungsstelle dicker, Schenkel dünner, abwechselnde Schenkel stärker verdünnt. Es kann sich also nur um nachträgliche krause Zerknitterung schon vorhandener Sekretionsadern in Zusammenhang mit einer Verdünnung der ganzen Schicht handeln, welche davon durchquert wird. Der Fall beweist, daß das gleiche Gestein, das sich in einer noch früheren Periode bereits spröde brechend benommen hat, also längst fest war, später plastische Deformation angenommen hat.

Die kleinsten Teilchen haben sich bei bruchloser Deformation verschoben oder in andere Form prägen lassen, ohne den Kohäsionszusammenhang zu verlieren, ohne zu brechen und ohne daß die Gesteinsfestigkeit zerstört worden wäre. Das ist diejenige Art der Umformung unter Druck, die schon unter viel geringerem Drucke bei Wachs, Paraffin, Modellierton, Plastilina, Blei, prägbaren Metallen usw. stattfindet und als plastische Umformung, Umformung ohne Bruch, Prägung, stetige Umformung (B. Sander) bezeichnet werden muß.

Eine große Zahl von Beobachtern haben solche plastische Umformungen bestätigt und unter dem Mikroskop dieses Fließen fester Substanz studiert: Adams, Becker, Fisher, A. Geikie, Harker, van Hise, Milch, Niggli, Reusch, Rinne, Rosenbusch, B. Sander, Sharpe, Sorby, Teall, Zirkel u. a. m. In unseren Sammlungen befinden sich herrliche Stücke, an denen rein mechanische, bruchlose Deformation jedem Unbefangenen sofort in die Augen springt und durch die Dünnschliffe bestätigt wird. In manchen Regionen der Alpen sieht man auf Schritt und Tritt Fältelungen, Linearstreckungen an den Gesteinen oft ohne Strukturänderung, ohne wesentliche Farbänderung, d. h. ohne Lösungsumsatz der Gesteinsmasse. Die plastische Umprägung der Gesteine ist nicht eine Theorie, sondern eine Beobachtungstatsache.

Ich kann mich des mächtigen Eindruckes nicht erwehren, daß wenn die Dislokation sich nur mit Bruchdeformationen hätte begnügen müssen, die Alpen in einen Schutt- und Pulverhaufen auseinandergefallen wären. Daß sie einem ungeheuren Faltenwurf der Erdrinde von den weitest ausholenden Formen bis zur feinsten Zerknitterung entsprechen, verdanken wir der plastischen Umformung, die alles durchwoben, umfaßt und zusammengebunden und die Gesteine vor dem mechanischen Zerfall bewahrt hat.

Wenn ein großer Schichtenkomplex von Mergeln und Kalksteinen gefaltet ist, so findet man die Schichtdicke der Mergelbänke vom Schenkel zur Umbiegungsstelle verändert in einem Verhältnis von manchmal 1 : 2 bis 1 : 10 und mehr, während die zwischenliegenden Kalksteine zwar harmonisch mitgefaltet, aber in der Mächtigkeit der Schichten nur auf 1 : 1,2 oder 1 : 1,5 deformiert sind. Dabei kann der Mergel von Clivage stark durchsetzt sein, der Kalkstein nur Andeutungen davon aufweisen. Bei sehr starker Deformation können die Kalksteinschichten in Stücke

zerbrochen sein, die an einem Ort übereinander gestaut, am anderen auseinandergerissen und verschleppt sind, während die Mergelbänke anscheinend ohne wirkliche Zerreißungen die Kalksteinstücke umfließen. Die kleine Sprödigkeitsdifferenz eines querfaserig calcitischen Belemniten gegenüber einem dichten, nicht orientierten einschließenden Kalkstein ermöglicht die bruchlose Streckung des Gesteins, das den in Stücke verzerrten Belemniten einschließt. Ganz ebenso verhalten sich innerhalb eines Gesteines seine verschieden spröden Mineralien. Die am ehesten plastisch beweglichen Mineralien nehmen die innigste Deformation auf sich, während die spröderen undeformiert bleiben oder nur in Stücke brechen, in deren Risse dann das plastischere Mineral einfließt. Die verschiedenen Gesteinsmassen oder innerhalb der Gesteine die verschiedenen Mineralkörner helfen einander, jedes nach seinen Fähigkeiten, die verlangte Deformation zu erdulden. Die kataklastische Struktur z. B. einzig der Quarzkörner eines Gesteins ist deshalb auch kein Beweis dafür, daß das Gestein als Ganzes nicht plastisch deformiert sei. Das Gestein ist nicht zerbrochen, nur seine Quarzkörner, ähnlich wie in Fernigen nicht der Kalkstein, sondern nur die Belemniten zerbrochen sind. Nicht jede Gesteinsdeformation bedingt auch eine Mineraldeformation, wohl aber ist jede Mineraldeformation die Folge einer Gesteinsdeformation. Weicht das Gestein dem Dislokationsdruck, indem es in Stücke zerbricht, so brauchen sich seine einzelnen Mineralbestandteile nicht mehr umzuformen. Wird es aber ohne durchzubrechen zusammengedrückt, so müssen auch seine einzelnen Körner nachgeben — je nach ihrer Art die einen plastisch, die anderen gleitend, andere in Zwillingsform kippend, noch andere brechend. So findet man oft in kristallinisch körnigen Gesteinen den Quarz und auch noch z. T. den Feldspat zertrümmert, oder Feldspat verzwillingt, Glimmer und Hornblenden ungebrochen verbogen oder gestreckt. Aber selbst Quarzkristalle können bruchlos gebogen werden (Bodmer-Beder, Zentralbl. 1900).

Im laminierten Eisenoolith der Windgälle ist die Grundmasse von Gleitflächen durchzogen; die Chamositoolithe sind absolut plastisch laminiert; die kleinen Ankeritkörner sind unverändert nur verstellt; die neuen Magnetitkristalloblasten sind weder klastisch noch plastisch deformiert. Also auch hier innerhalb eines Gesteines ein inniges Sichdurchdringen klastischer und plastischer Umformung.

Ob es sich um Gesteine oder um Mineralien innerhalb der Gesteine handelt: stets übernehmen die weniger festen, bewegungsfähigeren Substanzen die erzwungene Dislokationsbewegung in höherem Maße als die festeren. Dabei schützt stets die Anwesenheit leicht plastischer Gesteine oder Mineralien die festeren Nachbarn vor Umformung, oder reduziert doch ihren Umformungsgrad.

Bruchlose und brechende Umformung können an derselben Stelle beim gleichen Gestein mit der Zeit wechseln, wenn die Umstände (Belastung, Temperatur) wechseln. So finden wir z. B., daß Gänge und Adern, die hercynische sprödbrüchige Spalten ausfüllten, nachträglich mehr oder weniger bruchlos gefaltet oder unter Ausbildung von Druckschieferung gestaut worden sind.

### Dislokationsmetamorphose mit viel oder wenig Gesteinsbewegung.

Man kann die Dm-Gesteine meistens deutlich in zwei Gruppen mit Übergängen einteilen. Die einen sind von stark bewegendem, die anderen von mehr stehendem Drucke metamorphosiert worden.

1. Umformung bei bewegendem Druck. Bewegungsreiche Umformungen finden wir vor allem in den Mittelschenkeln. Hier entstehen hauptsächlich texturelle Umwandlungen: ausgezeichnete Schieferung, Augentexturen, Laminationen, Spindeltexturen, Linearstreckungen, Verquetschung und Streckung von Gesteinslinsen, Streckung von Petrefakten und Geröllen. Die texturelle Met. kann freibleiben von Kristallisation oder Ummineralisation, indem gerade die Möglichkeit ausweichender Bewegung wie das Öffnen eines Ventiles am Dampfkessel den Druck nicht allzu hoch hat steigen lassen, oder indem die Bewegung nicht in allzu warmer Tiefe stattgefunden hat. Die mikroskopische Beobachtung zeigt dann in Kalksteinen oft rein plastische Umformung ohne irgend welche Kataklase, ohne Umkristallisation, ohne andere Veränderung der Mikrostruktur als nur die bruchlose Streckung der Elemente. Die Mineralneubildung beschränkt sich meistens auf Gleitmineralien und Zwillingsbildung.

Beispiele: Seewerkalk in verkehrten Mittelschenkeln des helvetischen Deckengebietes ausgezeichnet dünnlinsig laminiert durch glatte Tonhäute, der Kalk zwischen den Häuten z. T. plastisch in unveränderter charakteristischer Seewerkalkstruktur, die kugeligen Foraminiferen elliptisch gequetscht, hie und da beginnende feinkörnige Marmorisierung.

Schiltkalke. Die blaugrauen und gelben Flecken sind ohne Umkristallisation und ohne Kataklase plastisch in lange, dünne Streifen gestreckt auf 5—30fache Länge, z. B. im verkehrten Mittelschenkel der helvetischen Decken am Saasberg Linthal und in der Alp Ranasca am Panixerpaß.

Doggerkalke und Schiefer stenglig gestreckt auf zwei- bis wohl über sechsfache Länge mit Streckrissen in den Schieferhäuten, Schichtfetzen über dem Verrucano südlich des Panixerpasses (Rotstock usw.) in verkehrter Lagerung.

Orthogneise in den nördlichen Mittelschenkelteilen der Tessinermassive mit starker N-S-Faserung auf den Schieferungsflächen.

Am Tiefengletscher (N Furkapaß) findet sich, eingeschlossen im Aargranit, ein Quarzporphyrstock mit Lamination und Streckungsstreifung. Die $^1/_4$ bis höchstens 10 mm von einander abstehenden, parallelen Schieferungsflächen zeigen geradlinige, parallele, von Sericitisierung seidenglänzende Streifen von $^1/_2$ bis 1 m Länge. Die spärlichen Quarzkörner und seltener auch Feldspatkörner von 1 bis 3 mm Durchmesser haben darauf, ohne zu zerfallen, lange Furchen oder Rippchen als Spuren ihrer Verschleppung erzeugt. Die Grundmasse war also viel plastischer als die Einsprenglinge. Die dichte, grünlichgraue Felsit-Grundmasse zwischen den Laminationsflächen ist ebenfalls fein sericitisiert. Sonst ist die Ummineralisation gering. In keinem Gestein habe ich jemals die in der festen Substanz durch Dislokation erzeugte Bewegung in Textur und Struktur so prachtvoll ausgeprägt gesehen wie hier. Gute Stücke sind leicht in der Moräne W der „Albert Heim-Hütte" des Schw. Alpenklub am Winterstock zu sammeln (Tafel IV).

Ohne jede scharfe Grenze treffen wir in vorherrschend texturell Dm-Gesteinen neue Kristallisation und auch Anfänge zu Ummineralisationen und alle Übergänge bis zu vollständig ummineralisierten Gesteinen.

2. Umformung bei stehendem Druck. Eine andere Gruppe Dm-Gesteine hat mehr massige oder verworrene Textur und Struktur angenommen, keine Schieferung, keine Streckfaserung; die Kristallisation wird leicht grobkörniger als

beim Typus 1. Allfällig entmischte Tonhäute zwischen Marmormassen sind rauh, unfähig zum Fließen; kristalloblastische Umminerali sation gewinnt die Oberhand und führt vorherrschend zu spezifisch schwereren Mineralien. Diese Form der Umwandlung ohne starke Bewegung der Teilchen aneinander findet besonders in größerer Tiefe und da statt, wo das Ausweichen erschwert, die Bedeckung fester geschlossen ist, die Massen gewissermaßen gefangen sind. Hierher gehören manche Ummineralisationen in abgeschlossenen Mulden- und Gewölbekernen.

Beispiele: Seewerkalk in Gewölbe- und Muldenkernen, marmorisiert und von durch Entmischung entstandenen, zackigen, rauhen Tonhäuten durchzogen, die sich nie gleitend bewegt haben, findet sich z. B. am Graustein (Gewölbekopf) am SW-Ende des Säntisgebirges.

Schiltkalk unten am Hinter-Rhein zwischen Schloß Rhäzüns und St. Georg, umgewandelt in weißen Marmor mit Albitporphyroblasten (?) und Glimmerflecken in einem Muldenkern.

In manche Muldenkerne ist das Gestein in zerknittertem Zustande hineingestoßen und nachher fast ohne Ausweg gepreßt worden. Dann sind intensive krause Fältelungen ohne Streckungserscheinungen mit hoher Mineralisation verknüpft. Beispiele: Bündnerschiefer im Gebiet der Gola di Sosto (bei Olivone), Granathornfelse in der gleichen Zone gegen den Lukmanier und Val Luzzone, Glimmermarmor mit Zoisit und Granat ebendort.

### Dislokationsmetamorphe Ummineralisation.

Was in der Natur genetisch verknüpft ist, können wir auch für die Besprechung nicht auseinanderreißen. So sind wir unwillkürlich bereits mehrfach auf den Fall gelangt, wo die DM Ummineralisationen erzeugt, also zur texturellen und strukturellen Umwandlung auch noch die mineralische, d. h. die chemische hinzutritt. Die Dislokation greift direkt oder indirekt in das Molekül des Gesteines ein. R. Lachmann (Zentralbl. f. Min. usw. 1912) gruppiert die DM in folgende Steigerungsreihe: A Kataklase, B Plastische Umformung, C Umkristallisation, D Ummineralisation. Wir nehmen hier sein C und D zusammen.

Schon Arnold Escher beachtete, daß der Malmkalk gegen das Innere der Alpen vom schwarzen, dichten, mehr und mehr in hellen salinischen bis marmorischen Kalkstein übergeht, während Erscheinungen, die ursprünglich sind und nur auf bestimmte Schichten sich beziehen, wie z. B. die rotweißfleckige Marmorisierung der Adneterkalke, über die ganze Alpenbreite fast unverändert bleiben. Viel später schrieb Baltzer wohl als Erster die Umwandlung von dichtem Kalkstein in Marmor der Dislokation zu, weil bestimmte Kalksteinschichten sich nur an Stellen intensivster Einklemmung marmorisiert zeigen, nahe daneben bei freierer Lagerung unverändert geblieben sind. Das war eine Strukturänderung, eine Sammelkristallisation noch ohne Bildung neuer Mineralarten. Im „Mechanismus der Gebirgsbildung" ist sodann als ein Fall von wirklicher Ummineralisation durch DM der Callovien-Eisenoolith zwischen den Windgällen beschrieben worden. Längst waren Produkte der Dm Ummineralisierung bekannt, ohne daß man sie deutete.

Als Ausgangsglied betrachten wir den Callovien-Eisenoolith der Windgällen (Taf. V Fig. 40 und Taf. XIX Profil 4). Bei der alten oberen Eisengrube zwischen beiden Windgällen, 2572 m, bildet er, flach liegend, den verkehrten Mittelschenkel der Windgällenfalte. Er ist in der Mächtigkeit reduziert, sehr stark schiefrig laminiert, eingeschlossen zwischen geschieferten Dogger- und Malmkalken mit vielen zerrissenen Belemniten. Hier hat er Dm Ausbildung. Kaum 400 m weiter nördlich steigt die Schicht zur liegenden Gewölbeumbiegung auf. Dort ist der Eisenoolith wohl drei- bis viermal mächtiger und fast normal ausgebildet, ohne neue Mineralien. Von einer allgemeinen RM oder von CM ist im umgebenden Gebirge nichts zu finden und nichts möglich. Die Gesteinsausbildung im Mittelschenkel bei der Erzgrube,

im Gegensatz zu derjenigen in der Gewölbeumbiegung daneben, kann nur durch die Dislokation lokal und zonal auf geringe Breite bedingt sein.

Das nicht Dm Gestein bei wenig gestörter Mächtigkeit ist ein eisenhaltiger Kalkstein voll von kleinen runden Eisenoolithen und mit zerstreuten Ankeritkörnern dazwischen. Im verkehrten Mittelschenkel erkennt man, daß die Ooide grüne, dünne, elliptisch gestreckte, 1—3 mm lange Schüppchen in dunkelvioletter schiefriger Grundmasse geworden sind. Das ganze Gestein flimmert von winzigen, prachtvoll ausgebildeten Magnetitoktaederchen. Die mikroskopische Prüfung ergibt ferner folgendes (Taf. V, Fig. 40).

Im laminierten Eisenoolith der Windgälle haben sich eine Menge feinster flasriger Gleitflächen in der Grundmasse und längs der Chamositlinsen ausgebildet. Die grünen Chamosit-Oolithe sind absolut bruchlos laminiert in ein Verhältnis der Achsen b : c = 1 : 6 und bis 1 : 15. In den Querschnitten der gestreckten Linsen ist die feinste konzentrische Schalenschichtung noch erhalten. Eine andere Kataklase, als daß ausnahmsweise wenige der dünnen Linsen nachher noch zerrissen sind, ist nicht zu finden. Die in der Grundmasse enthaltenen Calcitkörner scheinen unverändert, ebenso die deutlichen, gelblichen Ankeritrhomboeder mit dunklem Kern. Sie sind aber von der geschieferten Grundmasse mit ihren Gleitflächen flasrig umwoben. Als neues Moment tritt nun die Ausscheidung von Magnetit hinzu, der in den gequetschten Ooiden wie in der laminierten Grundmasse oder halb im einen, halb im anderen in ungestörten spiegelflächigen Oktaederchen scharf umgrenzt liegt, ohne jede Spur klastischer oder plastischer Umformung. Die Schieferungsfugen und die Grenzen der Linsen stoßen an den Magnetitkristallen glatt ab ohne jede Ausbiegung!

Der nicht deformierte Callovienoolith enthält meist keine Magnetitkriställchen, der schwach gequetschte enthält solche in geringerer Menge, der stark gepreßte ist davon erfüllt. Das Eisen hat sich umso vollständiger als Magnetit ausgeschieden, je stärker die Dislokationsdeformation ist. Wären die Kriställchen älter als die Quetschung, so müßten sie zerquetscht sein. Wären sie älter oder jünger, so müßten die Schieferungsfugen und Linsenränder um sie herum ausgebogen sein. Die Kriställchen müssen somit gleichzeitig mit der Quetschung entstanden sein. Sie sind ein Produkt der molekularen Umlagerung zu dichterer Substanz, verursacht durch DM. Dieser Schluß führte mich zuerst zur Einsicht, daß DM auch ummineralisiert, d. h. neue Mineralien aus dem vorhandenen Stoff erzeugen kann.

Studer und Escher hatten schon viel früher Fälle der umminerälisierenden Met. gefunden. Für den prägnantesten hielt Escher selbst die Belemnitenschiefer von Scopi und Nufenen mit Glimmer, Granat und Staurolith. Allein die Ursache dieser Met. wurde nur mit einigen Fragezeichen bedacht.

Die Erscheinung der Dm Umminerälisierung hat sich seither als ganz allgemeiner Art und von weiter Verbreitung erwiesen. Bruchlose Deformation wie kataklastische Deformation sind selten ganz frei von beginnender Umminerälisierung, und Übergänge führen uns zu Gesteinen, die in Textur, Struktur und Mineralisation völlig neu geworden sind, und in denen vielleicht früher vorhandene Kataklase durch Neubildungen wieder vollständig aufgehoben und verheilt ist. Selbst gröbere Bruchumformungen als die kataklastischen, die Dislokationsbreccien, sind von Umkristallisation und Umminerälisation begleitet (Vercalcitisierung der Kalksteinbreccien auf Brüchen; Sericit, Chlorit und Epidot-Rutschflächen in Para- wie in Orthogesteinen u. a. m.). Wir hatten sie erst nur in den Sedimentgesteinen der Alpen gesucht und gefunden; seither haben sich die kristallinen Silikatgesteine als ein noch viel weiteres Feld für Umminerälisation erwiesen.

Dabei ist wesentlich, daß diese Ummineralisationen mit starker textureller Deformation zusammengehen, während an der betreffenden Stelle oft jede Kontaktwirkung oder RM ausgeschlossen ist. Die neuen Mineralien stellen sich erst verschwommen umrandet, als Knötchen („Kristallembryonen" Arn. Escher) beginnend, ein und sprossen dann immer deutlicher aus der Grundmasse heraus, bis sie zur klaren scharfen Kristallumgrenzung ausgebildet sind, an welcher die Druckschieferung des Gesteins scharf und ohne Anschmiegen abstoßen kann. Rosenbusch hat diese Erscheinungen klar durchschaut: „Was während des Druckes und durch den Druck sich bildete, wird durch ihn nicht deformiert. Keine Kraft zerstört das, was sie schuf, solange die Existenzbedingungen des Geschaffenen fortdauern". F. Becke und U. Grubenmann haben für diese Strukturform der Neumineralien den passenden Namen Kristalloblasten oder Porphyroblasten gegeben. Das Wort bezeichnet das mühsame Heraussprossen des Mineralkornes aus dem Gestein. Hie und da sieht man auch noch Reste der Schieferung der Grundmasse (primäre klastische Sedimentationsschieferung, oder Druckschieferung aus den ersten Phasen der Dislokation) im Innern des Neuminerales erhalten. Manchmal lassen sich daran Drehungen der Neumineralien als Zeugnis der Differentialbewegungen im Gestein während der Ummineralisierung erkennen (Fig. 42).

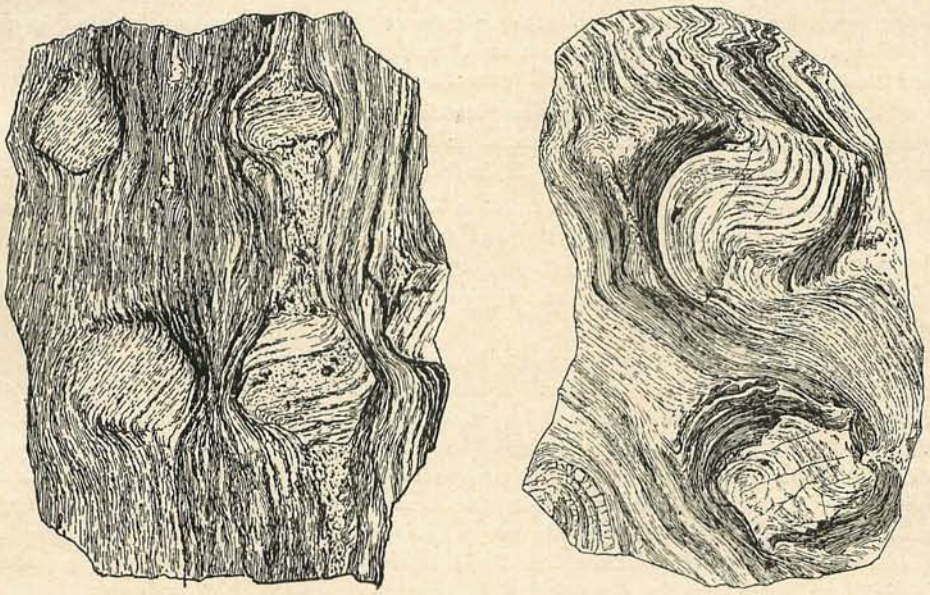


Fig. 42. Granatporphyroblasten im Bündnerschiefer von Val Piora nach Mikrophotographien von Leo J. Krige. Die ursprüngliche Schieferung ist in den Granaten noch erhalten, aber durch die Bewegungen im Gestein gedreht, bis zur Verbiegung, zur Einwicklung und zum stellenweisen Abreißen der umgebenden Schieferung.

Der oben zitierte Ausspruch von Rosenbusch darf nicht zu weit greifend genommen werden. Die DM kann auch unter stehendem Druck Porphyroblasten gebildet haben, die sie gleich nachher in einer Phase von Bewegung wieder kataklastisch zertrümmert oder laminiert. So treffen wir z. B. hie und da im Bündnerschiefer die neugebildeten Granaten wieder zertrümmert und die

Trümmer sogar wieder in Schlieren verschleppt, oder sie werden durch die innere Gesteinsbewegung gedreht, gerollt, verbogen, zerrissen und dabei von der Gesteinsschieferung eingewickelt (Fig. 42). Auch Abnahme der Belastung vor dem Stillstand der Dislokation kann auf eine Phase von Mineralneubildung eine solche kataklastischer Zertrümmerung der vorher gebildeten Mineralien folgen lassen. In diesen Fällen handelt es sich eben um die von Rosenbusch angedeuteten „Änderungen in den Existenzbedingungen". Kataklase an kurz vorher neu gebildeten Granaten, Feldspäten, Glimmern sieht man oft in Dünnschliffen von Bündnerschiefern.

## Einige Beispiele von dislokationsmetamorpher Ummineralisation.

Eocäner Ton ist umgewandelt in klingend harten Dachschiefer (Kt. Glarus). Zu unterscheiden sind Druckschiefer oder „Massenschiefer" (Elm) und Schichtschiefer oder „Plattenschiefer" (Matt).

Seewerkalk umgewandelt in dünnschiefrige Marmore mit feinen Tongleithäuten (Risipaß und Hädernberg im Toggenburg).

Schrattenkalk reich an Orbitolinen ist in festen, hochkristallinen Marmor mit Chlorit und Sericit (Cippolin) umgewandelt im verkehrten Mittelschenkel der Falte der Dents de Morcles (= Marmor von Saillon, Lugeon). Selbst quer zur Schieferung und Schichtung herausgesägte dünne Platten sind von hoher Festigkeit infolge der durchgreifenden Marmorisierung.

Malmkalke ausgewalzt in sericitische dünnplattige, hellsalinische oder marmorische Schiefer am Selbsanft, Tödi usw., Malm-Marmore an vielen Stellen im Berner Oberland, oft zugleich mit Bohnerz (Grindelwaldnermarmor). Jurakalk von Andermatt, vertikal gestellt zwischen zwei Massiven in gepreßter Mulde eingeklemmt, in grobkörnigen weißen Glimmermarmor umgewandelt. Das Gestein ist sehr stark vertikal linear gestreckt; auch die Glimmer sind in der letzten Dislokationsphase gestreckt und zerrissen, die Calcite voll Zwillingsstreifung; ähnlich an der Furka usw.

Schiltkalk (Mergelkalk des Argovien) am Schaf-Selbsanft, marmorisiert und von Glimmerhäuten durchzogen. Ebensolcher unter Schloß Rhäzüns im Rheinbord, in Marmorschiefer mit Sericit und Muscovitstreifen umgewandelt, die Calcite in der Faserrichtung verlängert, die Albite unverändert.

Kalkeisenoolith des Dogger umgewandelt in Chamosit-Magnetitschiefer im verkehrten Mittelschenkel der Windgällenfalte, in den Spitzmulden am Tödi und an vielen anderen Orten.

Der Jurakalk von Ulrichen (Wallis) enthält Biotit-Porphyroblasten; die Juraschiefer sind Epidotphyllite mit Magnetit- und Biotitkristallen geworden. Jurassische Tonschiefer der Urserenmulde enthalten oft Chloritoid-Porphyroblasten.

Jurakalk (Lias) in Val Canaria, umgewandelt in Marmor, wechselnd mit Lagen von Biotit, Sericit-Marmor und Biotit-Marmorschiefer. Liaskalk am Piz Aul (Adula) zu Fuchsit oder Biotit führendem Marmor geworden. Liasischer Tonschiefer in Kalkglimmerphyllit mit Zoisit und Granat umgewandelt, in welchem die Belemniten noch deutlich erhalten sind, so am Scopi (Ganna nera), in Piora, Val Canaria, am Nufenenpaß (Biotitporphyroblasten usw.). An anderen Stellen sind Granathornfels oder Biotit-Sericit-Muscovit-Calcit-Phyllite daraus entstanden (Gola di Sosto) usw. (vergl. Bündnerschiefer im Abschnitt Stratigraphie der penninischen Sedimente). Die Scopi-Mulde, wie Val Canaria, enthalten jurassische Biotitmarmore. Tonige Liassandsteine sind Albit-Biotitgneise geworden, z. B. bei Lunschania N Piz Aul, Graubünden. Im ganzen inneralpinen Gebiete findet man jurassische Mergel und Kalke zu Marmoren, Marmorschiefern mit Glimmern, Kalkglimmerschiefern umgebildet.

Quartenschiefer (Tonschiefer des Keuper) bildet feinen, seidenglänzenden Sericitschiefer mit Chloritoid-Porphyroblasten, z. B. am N-Rand des Gotthardmassives, Alp Nadels usw. (P. Niggli, „Beiträge", n. F. Lfg. 36, 1912). Am Scopi geht die Umwandlung noch weiter bis in Staurolith-Disthen-Granat-Biotit-Schiefer (v. Holst).

Triasanhydrit ist zu grobkristallinem Muscovit- oder Sericit-Anhydrit (Simplontunnel) oder Glimmergips (Val Canaria) umgewandelt.

Triasdolomite des Nufenenpasses sind marmorisiert unter Ausscheidung prachtvoller Biotit-Porphyroblasten. Triasdolomite sind Dolomitmarmore mit Glimmern, Tremolit und vielen anderen

Mineralien geworden, im ganzen Gebiete der inneren penninischen und lepontinischen Zonen, insbesondere in den Mulden der Wurzelzonen (berühmte Fundstelle: Campolungopaß).

Die Verrucanokonglomerate sind größtenteils, besonders in der Grundmasse, welche die Gerölle flaserig umschließt, sericitisiert (sehr schön z. B. Steinbruch NE Ilanz). Im Grundgewebe vom Verrucano des Vorderrheintales finden sich schön ausgebildete Turmalin-Porphyroblasten neben Magnetit (Niggli). Manche Verrucanogesteine am E-Ende des Gotthardmassives sind in Epidot-Zoisit-Granat-Biotitgneise oder in Turmalin-Magnetit-Chloritschiefer umgebildet. Diabaslagergänge im Verrucano S Piz Dartjes sind Prasinite geworden. Verrucanokonglomerat ist in flaserigen Sericitquarzit mit Clivage und Linearstreckung umgewandelt (Vorab). Quarzporphyre im Verrucano am Panixerpaß sind zu Sericit-Quarzitschiefer oder zu Porphyroidgneisen laminiert. Desgleichen Quarzporphyre im Rofnagebiete. Das rote Sernifitkonglomerat zeigt vom Seeztal bis hinauf an die Grauen Hörner und den Ringelspitz die ganze Reihe der Druckdeformationen bis zum streifigen Sericitschiefer, in welchem sowohl die tonige Grundmasse wie die Granitgerölle aufgezehrt und ausgeglättet sind. Dabei ist Hämatit zu Magnetit, Ton zu Glimmer, Feldspat zu Sericit, Biotit zu Chlorit umgewandelt usw., bis der Sernifit ein Sericitgneis geworden ist (vergl. Milch, Der Verrucano 1892).

Carbonkonglomerate und Tonschiefer sind am S-Rande des Wallisertales, im Haslital, am Tödi und anderwärts Paragneise geworden. Bei Mattengo unter dem Pizzo Molare fand Jeannet (1917) einen carbonischen Paragneis aus Quarzlinsen, Sericit, Muscovit, Albit und Magnetit. Paläozoische Quarzkonglomerate sind umgewandelt in Gesteine aus gefältelten Linsen und Flasern von feinkörnig kataklastischem Quarz, flasrig durchwoben von Häuten aus Sericit, Muscovit und Biotit (z. B. am Croce di Pettano und am Ritomsee, Lebendun-Konglomeratgneis, Tessin).

Porphyre sind mit allen Übergängen ausgewalzt in feinste, dünnblätterige, seidenglänzende, grüne, weiße und rosarote Sericitschiefer am Piz Cavel-Somvix, im Maderanertal (Alpnov), im Reußtal bei Inschi, am Bristenstock-Bristenstäfeli, am Tiefengletscher, am Steingletscher, an der Diavolezza und an vielen anderen Orten.

Granite und Syenite sind in enormer Ausdehnung und allen Übergängen nicht nur kataklastisch umgewandelt und laminiert, geschiefert, sondern überdies von neugebildetem Plagioklas, Sericit, Glimmer, Chlorit und Epidot kristalloblastisch durchsetzt („Alpengranit", ferner Kristallinagranit, Taspinitgranit, Arollagneis mit Granitrelikten usw.). Das basische Material ist zur Ummineralisation mehr geneigt.

Gabbro, Peridotite sind umgewandelt in Amphibolite, Serpentin, Talkschiefer. Die ganze Gruppe der Prasinite (Grünschiefer) ist aus basischen Eruptiva durch Lamination unter hohem Druck hervorgegangen. Die Fälle, welche Novarese, Grubenmann, L. Hezner, Schmidt, Preiswerk, R. Staub, Argand u. a. aus verschiedenen Teilen der inneren Alpen untersucht haben, sind zahlreich und mannigfaltig. Auch Tremolitfels und Nephrit gehören hierher.

Beispiele Dm Umwandlung von kristallinen Silikatgesteinen werden uns später in großer Zahl begegnen; wir unterlassen es, hier noch mehr solche zu nennen.

## Tendenzen der Umminerálisation.

Die Umminerálisierungen durch Dislokation lassen schon heute einige allgemeine Gesetze erkennen.

1. Kristallisation. Ohne daß neue Mineralarten sich ausbilden, können neue Kristallindividuen entstehen, pelitisches oder dichtes Gestein sich in kristallinkörniges umwandeln. Dies trifft bei Kalkgesteinen und Dolomiten zu. Ein Gegensatz zur Marmorbildung durch CM liegt in der Gleichförmigkeit der Korngröße und darin, daß keine ganz großen Kristallkörner entstehen. Der Gegensatz zur RM ergibt sich aus der Lagerung in gepreßten Zonen und oft auflagernd auf einer mächtigen Unterlage unmetamorpher Gesteine. Die Kristallisation von dichten Kalksteinen unter starker Lamination erinnert unwillkürlich an das Wachstum der Eiskristallkörner im sich bewegenden Gletscher. Da wie dort mögen die Verstellungen benachbarter Kristallkörner gegeneinander durch Differentialbewegungen bis zur Parallelität

gelangt sein und damit zum völligen Verwachsen geführt haben, oder die kleineren Körner sind durch die größeren „aufgefressen" worden. Lösungsumsatz kann dies ermöglichen, es genügt aber auch die hohe Pressung trockener Substanz.

Bei den meisten Kalksteinen und Dolomiten der Alpen zeigt sich bei Annäherung an hochgradige Dislokation in stark belasteter Zone, daß ganz langsam die Farben lichter, das Gestein salinisch etwas durchscheinend, das Mikrokorn größer wird. Dann gehen Farbstoffe immer mehr verloren. Organische Substanz verschwindet oft ganz oder bildet Anthraconit oder Graphitoidblättchen, Limonit bildet Hämatitblättchen, Ton Glimmerschüppchen usw. Viel seltener tritt die Marmorisierung sprungweise auf. Im Seewerkalk am Häderenberg (W-Ende des Säntisgebirges) umschließt dichtes Gestein scharf umgrenzte, gleichförmig marmorisierte Flecken, welche ohne Zwischenformen zunehmen, bis das dichte Gestein nur noch in kleinen Relikten im Marmor liegt und schließlich ganz aufgezehrt ist. In anderen Kalksteinen frißt sich die Marmorisierung verworren aderförmig durch das Gestein, sodaß schön gezeichnete, fleckige, gesprenkelte „Marmore" entstehen (z. B. am Hüfigletscher). Bei der Ruine Neuenburg (Calanda) ist der sonst massige untere Schrattenkalk stellenweise in kartondünne Marmorplättchen umgewandelt (Arn. Heim).

Die Dislokationsmarmorisierung läßt sich sehr gut beurteilen, wo sie Petrefakten ergreift, deren ursprüngliche Schalenstruktur bekannt ist.

Im graugrünen chloritischen Liasmarmor von Vanescha (Lugnetz) sind die Schalen von Gryphaea zu schneeweißem massigem Marmor geworden. Jede schichtige oder faserige Schalenstruktur ist verloren. Die Belemniten der Granat und Zoisit führenden Bündnerschiefer lassen manchmal Radialfaserung und konzentrische Schichtung auf dem Querschnitt erkennen, häufiger aber sind sie in einen Zylinder von vollständig homogenem, massigem, durchscheinendem, weißem Marmor umgewandelt, in welchem nur noch die Achse als graue Linie erkennbar ist. Dicerasschalen des Tithon sind bald in der Gestalt und Schalenschichtung erhalten, bald laminiert, in beiden Fällen in feinkörnigen weißen oder hellgrauen Marmor von durchaus unorientierten Calcitkörnern umgewandelt (Hintergrund des Puntaiglasgletschers, Glärnisch, S Segnes-Vorab und viele andere mehr). Der Marmor von Untervaz (Tithon) verdankt sein ganzes grau und weißes Streifenbild der Marmorisierung und Lamination von Korallen.

Die Untersuchungen der Querbruchfüllungen im Säntisgebirge („Beiträge" n. F. Lfg. 16) hat Marie Jerosch zu dem Resultate geführt, daß die dortige sonderbare grobkörnige Marmorisierung der Dislokationsbreccien mit durchziehenden zackigen Ton-Anthraconithäuten und Zusammenschwinden der Kalksteintrümmer in kleine Relikte eine DM unter Mithilfe von Lösungsumsatz ist.

Die Kristallisationstendenz der DM wird seltener beim Quarz deutlich. Die Quarzkörner stark beeinflußter Sandsteine können in das Bindemittel hineinwachsen; das klastische Gefüge wird mehr und mehr kristallinisch und die Korngröße kann zunehmen.

Wenn aus kleineren, vielleicht sogar zerstreuten Mineralkörnern allmählich größere Körner entstehen, so spricht man von „Sammelkristallisation". Die Frage ist freilich vielfach noch offen, in welchen Fällen Lösungsumsatz, in welchen trockene Umkristallisation dabei betätigt waren. Die Umkristallisation ergreift allmählich die Grundmasse eines Gesteins wie seine Einschlüsse (Gerölle oder Petrefakten). Dadurch verwischen sich die Umrisse, und Gestein und Einschluß fließen mehr und mehr ineinander.

Die Tendenz zu zunehmender Holokristallinität und wachsenden Kristallen durch DM zeigt sich bei allen Dm Mineralien. Dabei erscheinen die Kristalloblasten in ihren einfachsten, prägnantesten Formen, mit den Flächen, die der Spaltbarkeit entsprechen, oder welche die dichteste Molekularstruktur besitzen. So tritt der Granat fast nur als Rhomboeder, der Magnetit als Oktaeder, der Pyrit als Würfel, die Hornblende nur mit den Prismenflächen, der Glimmer nur mit den Basisflächen, Calcit, Dolomit und Ankerit nur mit dem Grundrhomboeder auf.

2. Verdichtung. Unter dem kombinierten Druck der Belastung und der Dislokation, welche alle rückwirkende Festigkeit weit übersteigen, muß die Ummineralisation nach einer Verdichtung der Materie streben. Es läßt sich voraussehen, daß die Summe der Molekularvolumina der entstehenden Mineralien kleiner sein wird, als die Summe der Molekularvolumina der in der Neubildung aufgezehrten Stoffe war. Die Beobachtung bestätigt dies in der Regel. Durch Ummineralisierung erzeugt die Dislokation, wenn der Chemismus es zuläßt, spezifisch schwerere Mineralien und Gesteine.

Beispiele:

| Edukt | spez. Gewicht | Produkt | spez. Gewicht |
|---|---|---|---|
| | | Mineralien | |
| Orthoklas | 2,53—2,58 | Sericit | 2,76—3,1 |
| | | Muscovit | 2,76—3,1 |
| Kalknatronfeldspäte | 2,62—2,75 | Saussurit | 3,25 |
| | | Epidot | 3,32—3,49 |
| Andalusit | 3,1 —3,2 | Sillimanit | 3,23 - 3,24 |
| | | Disthen | 3,6 |
| Albit | 2,62 | Paragonit | 2,5 — 2,8 |
| Limonit | 3,4 —4,0 | Hämatit | 5,19—5,28 |
| | | Magnetit | 4,9 —5,2 |
| Steinkohle | 1,2 —1,5 | Anthracit | 1,7 |
| | | Graphit | 2,2 |
| | | Paragesteine | |
| Mergel | 2,6 —2,8 | Kalkphyllite | 2,7 —2,9 |
| | | Chloritoidschiefer | 2,9 |
| | | Amphibolite | 3,0 —3,5 |
| Ton und Tonschiefer | 2,1 —2,7 | Phyllite | 2,76 - 3,6 |

Komponenten der Phyllite: Biotit 2,8—3,2, Chlorit 2,55—2,95, Chloritoid 3,4—3,6, Sericit 2,76 bis 3,1, Albit 2,62, Hornblende 3,1—3,3, Zoisit 3,25 - 3,36, Granat 3,4—4,3, Epidot 3,32—3,49, Staurolith 3,4—3,8, Disthen 3,5 3,7, Rutil 4,2—4,3.

| | | | |
|---|---|---|---|
| | | Orthogesteine | |
| Quarzporphyr | 2,6 —2,7 | Sericitschiefer | 2,8 —3,0 |
| Diabase | 2,8 —3,0 | Eklogite | 3,0 —3,5 |
| | | Amphibolite | 3,0 — 3,5 |
| | | Serpentinschiefer | 3,0 —3,2 |
| | | Prasinite | 3,05—3,2 |

Es fällt auf, daß manche der spezifisch schwereren Dm Mineralien zugleich wasserhaltig sind. Die Gebirgsfeuchtigkeit scheint in das Molekul hineingepreßt worden zu sein. Daß Verdichtung sich auch bei der RM ergeben muß, ist einleuchtend.

3. Gleitmineralien. Durch die Quetschung werden eine Anzahl von Mineralien gebildet, welche die Bewegung erleichtern. Dies sind Gleitmineralien, milde Mineralien. In allererster Linie ist hier der Sericit zu nennen. Überall, wo tonige, genügend belastete Sedimente durch Dislokation intensiv bewegt werden, stellt er sich ein. In weiten Zonen der Alpen kann man kein Schieferstück, keinen etwas tonigen Kalk- oder Sandstein auflesen, ohne auf den natürlichen Bruchflächen den feinen Seidenglanz der Sericithäutchen wahrzunehmen — und doch befinden wir uns fern von jedem jüngeren Eruptivgestein, hoch über jeder Zone der RM.

In den oberen helvetischen Decken sind sericitische Gleitflächen in den Gesteinen noch fast gar nicht zu finden. In den tieferen helvetischen Decken (Graue Hörner, Kärpfgebiet, Fuß des Glärnisch) ist die Sericitbildung stellenweise schon deutlich; im Autochthonen wird sie allgemein. In den gequetschten Gesteinen der autochthonen Zentralmassive ist der Sericit fast immer das erste Dislokationsmineral, das sich einstellt. Die Sericitisierung der Feldspäte geht gleichzeitig mit der Kataklase von statten. Sodann folgen weitere gleichwertige Mineralien: Muscovit, Biotit, Chlorit, Chloritoid, Talk, Disthen, Hornblende, Graphitoid, die alle lamellar sind und Schuppe auf Schuppe gleiten lassen.

Bei tonhaltigen Gesteinen mit organischem Farbstoff kommt eine Entmischung zustande, Ton und Anthrakoid oder Graphitoid werden ausgepreßt in Gleitflächen und bilden an Zahl zunehmende flasrige Gleithäute, während die dazwischenliegenden flachen Gesteinslinsen hellfarbiger und höher kristallinisch werden.

Prachtvolle Beispiele der letzteren Art bietet der Seewerkalk der helvetischen Decken (Eingehendes in Arnold Heim, „Säntisgebirge", „Beiträge" S. 467—508). Schöne Entmischungen in Calcitmarmor und Tonhäute zeigen Quintnerkalke der autochthonen Zone. Diese sind verknetet im Lochseitenkalk (Taf. II Fig. 38). Der Sericitgneis (Paragneis) bei Amsteg ist stellenweise von durch Entmischung entstandenen Graphitrutschflächen durchsetzt.

Zu den Gleitmineralien, obschon nicht lamellar gebaut, gehört auch der Serpentin, der zur Zerlegung in von Rutschflächen umflossene Linsen neigt. In den stark dislozierten Deckengebieten gibt es verschleppte Serpentinfetzen (z. B. am Silsersee), die so sehr von glänzenden Rutschflächen durchzogen sind, daß man kein Handstück mit anderem Bruch schlagen kann.

In der Ausbildung dieser Mineralien schafft sich die Gesteinsumformung selbst wieder diejenigen Strukturen, welche ihrem Bewegungsverlangen entgegenkommen.

Graphitmarmore können durch alle drei Arten der Metamorphose entstehen. Bei CM ist das Calcitkorn unregelmäßiger und größer, die Graphitblättchen liegen in allen Richtungen, das Gestein ist massig. Bei RM sind Calcit und Graphit schichtförmig angeordnet. Bei DM ist das Calcitkorn kleiner und gleichmäßiger, das Gestein lamelliert mit starker Linearstreckung, die Graphitblättchen oft in Häutchen auf den Schieferungsflächen gestreckt angeordnet. Die drei Entstehungsarten sind gut zu unterscheiden, falls sie nicht Palimpseste bilden.

Allerdings können durch DM auch Mineralien entstehen, die nicht gleitfähig sind. Hierzu gehören besonders Granat und Magnetit, auch Zoisit und Staurolith. In diesen Fällen scheint neben bedeutender Kristallisationskraft die größere Dichte

maßgebender zu sein als das Bedürfnis nach Gleitflächen. Die ursprüngliche feine Schieferung des pelitischen Gesteines ist dann oft noch durch den Porphyroblasten hindurch erkenntlich. Die Differentialbewegungen drehen und rollen die kaum entstandenen festen Mineralkörner im Gestein, wie die Figuren von Krige (Eclogae 1918 und Fig. 42) nach Dünnschliffen eines Liasgranatschiefers von Val Piora zeigen.

4. Zwillingsbildung. Wo Umkippen der Molekule eines Kristalles zu Zwillingsbildung führt und durch dieses Mittel eine Anpassung an den Dislokationsdruck erleichtert wird, tritt gehäufte, oft lamellare Zwillingsbildung, „Viellingsbildung" ein. Es ist dies der Fall bei Plagioklasen, bei der Mikroklinbildung, bei Augit, Diallag, Disthen, Calcit. Aller Calcit Dm-Marmore ist von feinen Zwillingsstreifen durchsetzt. Die Leichtigkeit der Zwillingsbildung befähigt den Calcit zu seiner Beweglichkeit. Die Zwillingsbildung geht nach den Flächen $^1/_2$ R, die zugleich die Gleitflächen sind. Wie bei schon fertigen Mineralien bewirkt der Druck auch bei erst sich bildenden Mineralien Zwillingsbildung. Die Ausbildung eines „Viellings" absorbiert eben weniger Energie zur Umgruppierung der Molekule als diejenige eines gleichgroßen einfachen Kristalles, besonders bei substantieller Entmischung (Feldspäte).

5. Kristallisation und Schieferung. Alle Mineralien, die schon vorhandenen wie die neu sich bildenden, passen sich den Spannungsverhältnissen des in Umformung begriffenen Gesteines an. Die Neubildungen wachsen leichter in der Schieferungsebene (Kristallisationsschieferung) und quergestellt entstandene werden derselben mehr und mehr zugedreht. Auch in der Ummineralisation sucht die DM nach dem größten Effekt beim geringsten Arbeitsaufwand und erzeugt damit die Kristallisationsschieferung, das feste „flow cleavage". Das Ideal der Kristallisationsschieferung wäre dann erreicht, wenn alle lamellaren und alle stengligen Mineralien mit ihrer stärksten Flächen- und Linearausbildung und zugleich mit ihren Zwillingsebenen und Spaltflächen genau in die Schieferungsebene und den „Faser" der Grundmasse eingestellt wären. Dies Ideal ist nur selten (etwa bei Sericit, Glimmer, Amphibolgesteinen) möglich, weil bei vielen Mineralkörnern die Spaltbarkeit nicht mit der flächenhaften Ausdehnung zusammenfällt. Aber eine starke Tendenz der Annäherung spricht sich in Dm Gesteinen deutlich aus.

„Die Lage eines Porphyroblasten in geschiefertem Gestein ist ein Kompromiß zwischen Stress und Kristallisationskraft" (Niggli). Nur bei sehr großer Kristallisationskraft entstehen Kristalle selbst in stark differentialbewegten Gesteinen unabhängig von der Lage der Schieferung und des Maximalstrain („Faser"). Einige sehr kristallisationskräftige Mineralien wie Granat und Magnetit trotzen durch ihre Regularität der gleichzeitig entstehenden Druckschieferung. Ihre Kristallisationskraft ist in der Tiefe so groß, daß sie sich in der Regel auch quer zur Schieferung vollkräftig entwickeln.

Die DM erzeugt durch all ihre Abstufungen große Mannigfaltigkeit in den Gesteinen, aber ihre intensivsten Umbildungen unifizieren wieder ursprünglich Verschiedenes. Alle unreinen Kalksteine werden zu ganz ähnlichen Glimmermarmoren, ob sie paläozoisch, triasisch, jurassisch oder jünger seien; alle sandigen Tonschiefer werden zu Gneisen, deren Ursprungsalter am Gesteine nicht mehr zu erkennen ist.

Aus Sedimenten und aus Eruptivgesteinen sind kristalline Schiefer geworden, die in jedem Handstück und in ihrer Verteilung im Gebirge die Charakteristika der Dislokationsumformung zeigen.

### Beobachter.

Seit 1878 haben in unsere Erkenntnis die herrlich erweiterte mikroskopische Gesteinsuntersuchung und dann die chemisch-physikalischen Experimente eingegriffen, während zugleich die Beobachtung im Gebirge und in allen Gebieten der Erde sich mächtig erweiterte. Die ersten Untersuchungen über Dm Gesteine der Schweizeralpen mit den neueren Hilfsmitteln verdanken wir U. Grubenmann und seiner fruchtbaren Schule (mit * bezeichnet). Ich nenne als Forscher, die sich meines Wissens mit der Frage der Gesteinsumformung und DM, sei es als Beobachter im Gebirge, sei es als Experimentatoren, in den Alpen oder in ähnlichen Gebirgen abgegeben haben, in alphabetischer Reihenfolge:

Adams, Argand, Auerbach, Baltzer, Baur (1846), Becke, G. F. Becker, Van Bemmelen, Bergeat, Brögger, Daubrée, Dölter, Döltzer, de Dorlodot, Duparc, B. K. Emerson, Erdmannsdörfer, Fisher, A. Geikie, V. M. Goldschmidt, J. Gosselet, U. Grubenmann*, E. Gutzwiller*, James Hall, Harker, Haug, Albert Heim, Arnold Heim*, Laura Hezner*, Hill, R. van Hise, van Holst*, J. Horne, Issel, Kick, L. V. King, E. Kohen, J. Königsberger, L. J. Krige*, R. Lachmann, Lapworth, K. Lossen, Löwinson-Lessing, Lugeon, Manesse, Mrazec, L. Milch*, Nicolson, P. Niggli*, Pawlow, Peach, Phillips (1856), Pirsson, Preiswerk, H. Reusch, Riecke, Rinne, Rosenbusch, B. Sander, Sauer, C. Schmidt, K. Schmidt, Arn. Schneider*, Scorby (1853), Sederholm, Sharpe, Sinnige, Sorby, Spezia, Spring, R. Staub*, Steinmann, Tammann, Teall, Termier, Törnebohm, Tresca, F. Weber*, Leo Wehrli*, T. J. Woyno*, Wülfing, Zaccagna u. a.

### Zusammenstellung der Resultate über Dislokations-Ummineralisation.

In der folgenden tabellarischen Zusammenstellung über die Ähnlichkeiten und Unterschiede der Mineralneubildung ist die RM nicht angeführt. Sie ist schon S. 75 u. 76 charakterisiert. Für alle Kettengebirge besteht die Schwierigkeit, ein Gestein zu finden, das sicher nur Rm, nicht zugleich noch mehr oder weniger Dm wäre, während reine DM vielerorts nachweisbar ist.

Das einzige Beispiel für streckenweise reine RM, das ich bisher aus den Schweizer Alpen kenne, ist die Rückenregion des Adulamassives. In prachtvoller Schichtung ohne jede Querschieferung oder gar Faserung wechseln braunglimmerige und grünglimmerige Paragneise mit Muscovit-Granat-Schiefern und mit Schichten von Granat-Amphibol-Gesteinen in vielfacher Wiederholung. An der Stirnregion der Adulafalte aber (Dachberg usw.) und in den tieferen Teilen ist intensive DM dazugetreten in Fältelung, Querschieferung, Linearstreckung, Kataklase und Sericitisierung. Ferner hat auch die mittlere flachliegende Masse der Tessinergneise strichweise den Charakter der RM ziemlich frei von DM bewahrt.

## Vergleich der Umwandlungsprodukte durch

| Contactmetamorphose (CM) | Dislokationsmetamorphose (DM) |
|---|---|
| **nach Textur** | |
| Lockerung (pars)<br>Schiefrige und lineare Texturen werden verwischt in massige | Verdichtung<br>Massige Texturen werden umgewandelt in laminierte, schiefrige, flasrige und lineare. Kristalloblasten in Schiefern |
| **nach Struktur** | |
| Klastisches und Dichtes wird umgewandelt in Kristallines oder Glasiges (Frittung und Schmelzung) oder zu Hornfelsstruktur | Keine gesetzmäßige Reihenfolge in der Ausbildung der Minerale. Kristallines wird kataklastisch (Mörtelstruktur). Dichtes, Klastisches und Kataklastisches wird hornfelsartig oder kristallinisch. Zwillingsbildung durch Druck bei Plagioklas, Mikroklin, Augit, Disthen, Calcit |
| **nach Mineralisation** | |
| Geschieht häufig mit Substanzzufuhr: $SiO_2$, Na, K, Li, S, F, B, Be, Fe, Sn | Ohne wesentliche Substanzzufuhr (mit Ausnahme hie und da von Wasseraufnahme) |
| Tendenzen derselben | |
| Ohne Tendenz zur Mineralverdichtung oder Ausbildung von gleitleichten Mineralien<br>Ausbildung wasserarmer Mineralien<br>Imprägnation mit Kieselsäure<br>Silicatisierung der Carbonate<br>Austreiben von $CO_2$<br>Verkoken von Kohle | Ausbildung spezifisch schwererer Mineralien.<br>Ausbildung von Gleitmineralien (Sericit, Muscovit, Biotit, Chlorit, Chloritoid, Talk, Serpentin, Disthen, Hornblende, Calcit, Ausscheidung von Ton-, Anthraconit- und Graphithäutchen usw.)<br>Zwillingsbildung (wie oben angegeben).<br>Sericitisierung von Tongesteinen und Alkalifeldspäten<br>Saussuritisierung von Kalknatronfeldspäten<br>Chloritisierung von Augit, Biotit, Hornblende<br>Epidotisierung von Kalkfeldspäten, Biotit und Hornblenden<br>Feldspatisierung von Tonschiefern |
| Spezifische Mineralien | |
| Gewöhnliche direkte Contactmetamorphose:<br>Vesuvian, Grossular, Wollastonit, Diopsid, Skapolith, Andalusit, Trydimit, Orthit, Cordierit, Epidot<br>Vorherrschend pneumatolytisch:<br>Turmalin, Pleonast, Phlogopit, Lepidolith, Zinnwaldit, Magnetkies, Magnetit, Hämatit, Spinell, Fluorit, Lievrit | Sericit, Paragonit, Chlorit, Steatit, Chloritoid, Ottrelith (Sprödglimmer), Disthen, Rutil, Zoisit, Staurolith, Biotit, Tremolit-Strahlstein, Epidot, Granat (nur in Rhombendodecaedern), Olivin, Sillimanit, Cordierit, Glaucophan<br>In großer Tiefe:<br>Turmalin, Orthit, Mejonit, Wollastonit |
| Vorherrschende Unterarten oder Varietäten von Mineralien | |
| Feldspäte | |
| Orthoklas, Anortit | Albit, Mikroklin, Mikroperthit |
| Glimmer | |
| Phlogopit, Biotit | Muscovit, Sericit, Paragonit, Biotit, Fuchsit |
| Augit-Amphibol-Gruppe | |
| Pyroxene, Diopsid | Amphibole, Hornblenden, Aktinolith, Tremolit |
| Granate | |
| Grossular, Andradit | Almandin, Pyrop |
| Eisenerze | |
| Pyrit, Magnetkies | Magnetit in Oktaedern, Hämatit, Chromit, Pyrit in Würfeln |

Häufige Mineralprodukte aller drei Arten der Gesteinsmet. sind: Calcit, Dolomit, Quarz, Feldspäte, Hornblenden, Granat, Zoisit, Epidot, Biotit, Sillimanit, Apatit, Graphit, Turmalin, Zirkon, Titanit.

**Dislokationsmetamorphosen von Gesteinen, zonal in Kettengebirgen.**

Produkte bei stehendem Druck mehr massig, bei bewegtem Druck stark schiefrig, laminiert, linear gestreckt, mylonitisch.

| Ursprüngliches Gestein | Kristalline Schiefer | |
|---|---|---|
| | umgewandelt in geringerer Tiefe, „Epigesteine" | umgewandelt in größerer Tiefe, „Meso"- und z. T. „Katagesteine" |
| Sedimente | Paragesteine | |
| reine Kalksteine und Dolomite | salinische - feinkristalline - makrokristalline Marmore und Marmorschiefer | |
| unreine Kalksteine und Dolomite | Cipolline, feinkristalline Marmore mit Tonhäuten, Sericit-Marmore, Chlorit-Marmore | Glimmer-Marmore, Graphit-Marmore |
| Mergel | Kalkphyllite (mit Granat) | Kalkglimmerschiefer, Hornblendegarbenschiefer (mit Granat und Zoisit) |
| Tone, Schiefertone und Tonschiefer | Sericitphyllite mit Chlorit und Ottrelith, Chloritoidschiefer | Zweiglimmerschiefer, Biotit-Glimmerschiefer (mit Granat, Disthen, Epidot, Staurolith, Zoisit, Graphit), Gneise |
| Quarz-Sandstein | Quarzite | Quarzite, Quarzitschiefer |
| unreine Sandsteine | Sericitquarzitschiefer, Albit-Paragneise, Psammitgneise | Albit-Paragneise, Gneis-Quarzite |
| Konglomerate und Breccien | Konglomeratschiefer, Breccienschiefer | Konglomeratgneise, Brecciengneise |
| Steinkohlen | Anthracite und Anthracitbreccien | Graphitoid |
| Eruptiva | Orthogesteine | |
| Granite, Aplite, Pegmatite, Quarzporphyre, Erstarrungsgneise, Syenite | Chloritisierung, Sericitisierung, „Protogine", kataklastische Sericitschiefer, Sericitgneise und Sericit-Chlorit-Gneise, Sericitphyllite | Muscovitisierung, Biotitisierung, Muscovit-, Biotit-Schiefer und Gneise, Zweiglimmergneise, Augengneise |
| Diorite | Dioritschiefer, Epidot-Albit-Gneis, Albit-Zoisit-Epidot-Amphibolite | Plagioklasgneis, Feldspatamphibolite |
| Diabase und Gabbro (Euphotite) | Grünschiefer (Prasinite), Flasergabbro, Saussuritgabbro, Zoisitprasinite | Eklogite, Granatamphibolite, Feldspatamphibolite, Zoisitamphibolite |
| Peridotite | Serpentin, Topfsteine (Talksch.) | Olivinschiefer, Granat-Olivinfels |
| Pyroxenite | Nephrit, Strahlsteinschiefer, Hornblendeschiefer | |

Die zweite Tabelle soll in möglichst einfacher Form ein Bild der Dm Gesteine nach den Ursprungsgesteinen und der Umwandlungstiefe geben. Sie deutet die Entstehungsgeschichte derjenigen kristallinen Schiefer an, die in Kettengebirgen aufgeschlossen sind. Wir haben hier nur 2 statt 3 Tiefenzonen unterschieden. Die Tiefenzonen und ihre Erscheinungen gehen in allen Mischungen ineinander über. In der tiefsten Zone im Sinne Grubenmanns ist oft schon reine RM vorhanden,

die DM nicht mehr charakteristisch. Unsere Tabelle ist unter ausgiebiger Benutzung der „Kristallinen Schiefer" von Grubenmann (1907) entstanden. Daß wir in diesem Abschnitt nicht noch viel mehr auf dieses klassische Buch unmittelbar abstellen konnten, liegt einzig darin begründet, daß dort, seinem allgemeineren Zwecke entsprechend, alpine DM und RM nicht in erster Linie voneinander geschieden sind. Weitere Hilfe verdanke ich Laura Hezner und R. Staub.

Zur Reihenfolge der Veränderungen innerhalb eines Gesteins.

Während die Ausscheidung der Mineralien in den Tiefenerstarrungsgesteinen im allgemeinen gesetzmäßig nach der Basizitätsreihe erfolgt, läßt sich bei den Dm Gesteinen selten aus den Strukturen eine gesetzmäßige Ausbildungsfolge feststellen. Der neugebildete Kristall kann älter oder jünger sein als die Substanz, welche jetzt seinen Abdruck enthält, und die Durchwachsungen sind oft gegenseitig. Nur hie und da läßt sich von einem einzelnen Gemengteil gegenüber anderen eine Bildungszeitfolge erkennen. Meistens bleibt man unsicher, sobald man ein einzelnes Gestein untersucht. Man muß ganze zusammenhängende Entwicklungsreihen mit langsam beginnender und dann zunehmender Mineralisation beobachten können. Dann erkennt man, wie einzelne Mineralkörner in gewissermaßen embryonalen Kristallen verschwommen beginnen und allmählich Fülle und Umriß gewinnen. Die ursprüngliche Schieferung kann durch Unreinigkeiten durch den Porphyroblasten hindurch erkenntlich bleiben und ist oft etwas gedreht oder gefältelt. Dabei ist sie in manchen Fällen Relikt, in anderen durch Bewegungsfortgang neu entstanden. Die mikroskopische Untersuchung zeigt Stauung der Schieferung des Grundgewebes an Kristalloblasten. Ummineralisierung und Texturänderung gehen gleichzeitig oder abwechselnd nebeneinander vonstatten. Deutliche Phasen lassen sich meistens nur für den letzten Teil der DM bestimmen. Dabei trifft man auf folgende zwei Fälle:

a) Die Kristallisation überdauert die Kataklase.

Kennzeichen: Kataklase ist durch Neumineralbildung mehr oder weniger ausgeheilt. Die Neubildungen in den Rißchen sind nicht mehr kataklastisch verändert, die Kristalloblasten sind nicht wieder verbogen, verquetscht oder zerrissen, sie durchspicken in unabhängiger, selbständiger Art sogar die feinsten Fältelungen und Schieferungen, oder erzeugen darin noch flaserige Ausbiegungen (Augentextur). Beispiele: durch Sericit und Chlorit ausgeheilte Kataklase alpiner Granite und Gneise. Disthen- und Staurolith-Paragonitschiefer vom Campo Tencia, Hornblendegarbenschiefer der Tremolaserie (Gotthard), Tremolite im Dolomitmarmor vom Campolungopaß, Quartenschiefer mit Ottrelith der Urseren-Nadilszone, flaserige Granatglimmerschiefer der Bündnerschieferzonen, Magnetitkristalle im Eisenoolith der Windgälle usw.

b) Die innere Bewegung (mit Kataklase) überdauert die Kristallisation.

Kennzeichen: Kristalloblasten sind gebogen, zerbrochen, zerquetscht, zerrissen, in Bruchstückreihen verschleppt oder gedreht. Beispiele: Granaten im Bündnerschiefer des Tessin (Fig. 42), Glimmer im Marmor von Andermatt, Chloritoid im Quartenschiefer Garvera Tavetsch (Niggli) usw.

Am ehesten läßt sich in Dm Gesteinen noch unterscheiden, was Relikte von präexistenten Mineralien und was Porphyroblasten, d. h. im Gestein neu ausgeschiedene Kristalle sind. Im allgemeinen sind die Relikte von mechanisch oder chemisch gestörter Umgrenzung, die Porphyroblasten von klarer oder doch

skelettförmiger neuer Wachstumsgestalt. Das häufigste Reliktmineral ist der Quarz. Hie und da wird er in „Streckungsöfen" (B e c k e) durch Lösungsumsatz neu gebildet. Er ist aber zu wenig dicht, um sich ergiebig stauungsmetamorph auszuscheiden. Ist das Ausgangsgestein zu sauer, um den Quarz in Silikate übergehen zu lassen, so bleibt er reliktisch.

Auch die Reihenfolge: texturelle, strukturelle, kristallisierende und mineralische Umwandlung, die man erwarten könnte, ist durchaus nicht fest. Es gibt texturell hochmetamorphe Gesteine, z. B. stark linear gestreckte Kalkschiefer, Gneise, Porphyre usw., die strukturell und mineralisch fast unverändert geblieben sind. Es gibt texturell wenig veränderte Gesteine, die stark umkristallisiert sind; es gibt solche, die in allen Beziehungen stark verändert sind. Dies hängt von der lokalen Art der Dislokation und vom Wechsel ihrer Phasen ab.

Wo der Seewerkalk als verkehrter Mittelschenkel auftritt (Klausenpaß S Seite, Panixerpaß beim Seeli, westliches Säntisgebirge), läßt sich hie und da folgende steigende Reihe der DM feststellen: 1. Ausbildung und Verschiebung von Gesteinslinsen an den im Seewerkalk präexistenten Tonhäuten. 2. Plastische Umformung des dichten Kalksteines unter Zusammendrücken und Strecken der Foraminiferenschalen ohne Strukturänderungen. 3. Entmischung unter Ausscheidung vermehrter Tongleithäute in dünn lentikularer Anordnung. 4. Kristallisation des Kalksteines zu weißem Fasercalcit in der Streckrichtung, oder zu massigem, bläulichweißem Marmor. Diese Reihenfolge ist nicht fest. Zwischenglieder können ausfallen, oder alle vier Umwandlungsarten gleichzeitig nebeneinander beginnen.

Wo sich die Umformung texturell, strukturell und gleichzeitig mineralisch sehr intensiv vollzogen hat, kann eine f e s t e F l u i d a l s t r u k t u r entstehen.

Noch ein weiterer Umstand tritt hinzu, der die Zeitfolge und die Mannigfaltigkeit der Mineralisation kompliziert. Gewisse Mineralien haben unter bestimmten Verhältnissen von Druck und Temperatur ihre größte Bestandsicherheit, andere bei anderen. Nun aber wechseln während fortschreitender Dislokation und gleichzeitiger Denudation sowohl Dislokations- als Belastungsdruck und Faltungstiefgang und damit auch die Temperatur. Die Veränderung in diesen Umständen hat Veränderung in der Mineralisation zur Folge — wahrscheinlich mit oft bedeutender Inertieverzögerung und mit Störungen. In wechselnden Tiefen entsprechen einander z. B. folgende Mineralisationen:

| In größter Tiefe | Mittlerer Tiefe | Geringerer Tiefe |
|---|---|---|
| Olivin | Hornblende, Granat | Chlorit, Serpentin |
| Granat | Feldspat, Biotit | Zoisit, Epidot, Chlorit |
| Hornblende | Biotit, Rutil | Chlorit |
| Augit | Hornblende | |
| Plagioklas | Albit, Anortit | Zoisit, Epidot, Albit oder Sericit, Paragonit |
| Orthoklas | Mikroklin | Sericit |
| Wollastonit | Quarz und Calcit | |

R ä u m l i c h e V e r t e i l u n g v e r s c h i e d e n g r a d i g e r DM in den Alpen.

Alle Beobachtungen über die Verteilung milderer bis hochgradiger DM lassen uns die Abhängigkeit derselben von verschiedenen Faktoren erkennen:

1. Ursprünglich geringere oder größere Eignung der Gesteine. Dünnschichtige Gesteine, solche von einem gewissen Tongehalt, ferner milde Gesteine und solche von geringerer rückwirkender Festigkeit sind unter sonst gleichen Umständen texturell stärker umgeformt worden, als die anderen am gleichen Orte. Die Eignung zur Ummineralisation ist sehr verschieden nach dem chemischen Bestand. Sie nimmt im allgemeinen zu mit der Basizität.

2. Lokale Intensität und Art der Dislokation. Bei sehr intensiver Faltung mit starken Dickendifferenzen der Schicht an Schenkel und Umbiegungsstelle zeigen die Gesteine auch unter sonst gleichen Umständen mehr Clivage, mehr Kataklase, mehr Ummineralisierung als in freier entwickelten Falten (z. B. Bündnerschiefer am Scopi oder in der Gola di Sosto, verglichen mit Bündnerschiefer am Piz Mundaun und Piz Riein). An den verkehrten Mittelschenkeln ist die DM besonders texturell stärker als an der Gewölbeumbiegung. Wo eine Gesteinszone verschieden stark zusammengedrückt ist, da läßt sich oft auf das schönste beobachten, wie mit der Zusammenpressung alle übrigen Dm Merkmale zunehmen (Bündnerschiefer vom Lugnetz bis in die Mulde von Piora). Am stärksten Dm sind meistens die Gesteine im Innern von besonders tief greifenden und stark zusammengequetschten Gesteinszonen.

3. Tiefe der Zone, Belastung. Daß die DM mit der Belastung, unter der sie eingetreten ist, zunimmt, kann in den Alpen vortrefflich beobachtet werden. In den höchsten Decken ist sie am geringsten. Die oberostalpinen Decken zeigen an ihren Sedimenten wenig andere Deformation als Bruchüberschiebung und Faltung in groben Formen. Im Säntisgebirge sind von mesozoischen Kalken nur die dünnplattigen, tonhäutigen Seewerkalke fein und eng gefältelt, die massigen Schrattenkalke machen nur die großen Falten in möglichst glatten Formen mit, und nur in tonigen Gesteinen findet sich hie und da Transversalschieferung. In der Unterlage der Säntisdecke treffen wir hingegen Lamination und Marmorisierung von Kalksteinen. In den untersten helvetischen Decken ergreift die Druckschieferung und Linearstreckung auch schon wenig tonige Kalksteine (marmorisierte Knetstrukturen, gestreckte Kalke und kataklastische oder sericitisierte Porphyre). Einen wesentlichen Schritt weiter geht die DM im autochthonen Gebirge: Auch die sprödesten, massigsten Kalksteine sind oft bruchlos deformiert, von Clivage mit Linearstreckung durchsetzt, ihre Petrefakten verzerrt, die Schichten in weichförmige Fältelungen mit starker Mächtigkeitsdifferenz von Schenkel und Umbiegungsstelle zerknittert. Einfache, glatte, große Faltenformen vom Typus Amdenermulde, Bauenstöcke oder Juragebirge sind in den autochthonen tieferen Teilen der Alpen nicht mehr zu finden, denn hier war die Gesteinsfestigkeit überwunden. Gleichzeitig sind Marmorisierung, in mergeligen Kalken Sericitisierung, Ausscheidung von Magnetit, Chloritoid, allgemein geworden. Die kristallinen Silikatgesteine der autochthonen Massive sind kataklastisch schieferig, und mehr und mehr ummineralisiert. Sericit, Epidot, Chlorit durchsetzen sie. Abermals eine Stufe tiefer im Innern des Gebirges nimmt die kristalloblastische Ummineralisation zu, eigentliche Kristallisationsschieferung wird vorherrschend, neue Gesteine sind entstanden. Am allerintensivsten gefältelt, geschiefert, linear gestreckt sind die alten Gesteine der tiefsten Tessinerdecken (Faido usw.). Wo synklinale

Gesteinsstreifen jüngerer Schichten in warme Druckzonen hinabtauchen, erfahren sie stärkste Bearbeitung nach Art der RM unter gleichzeitiger DM.

Beispiele: Piora, Simplontunnel, Grodofenster. Die Bündnerschiefer oben im Muldenfächer zwischen Gotthard- und Adulamassiv sind an den Gräten von Piz Terri und Piz Alpettas bei 3100 bis 3200 m noch gewöhnliche schwarze Kalk-Tonschiefer. 2000—2300 m tiefer in dem nahen Val Luzzone und Gola di Sosto sind die gleichen Schichten, eingeklemmt zwischen und unter die Massive, zu schönen gefältelten Biotit-Muscovitschiefern mit Marmor, Granat und Zoisit, Strahlstein usw. geworden. Die Bündnerschiefer der tieferen inneren penninischen Falten sind so stark kristallinisch umgewandelt, daß viele Autoren sie unter die alten Gneiße gestellt und ihre jurassische Natur verkannt hatten. Bei Brig und östlich nimmt trotz Granitnähe die Met. mit der tektonischen Höhe wieder ab.

Nach dem ursprünglichen Material sind die tertiären Flyschgesteine dem Lias-Bündnerschiefer oft fast gleich. Der Flysch kann intensiv gefältelt oder transversalschiefrig sein und in bescheidenem Masse Dm Rutil und Sericit enthalten. Ausbildung von Granat, Zoisit, Glimmer, Marmorschiefern oder gar Albitgneiß kommt beim Flysch nicht vor, während so hochgradige Dm Ummineralisierung bei den liasischen Bündnerschiefern ganz gewöhnlich ist. Diese letzteren waren schon ursprünglich mehr belastet und sind dann bei den Faltungen der inneren Alpen in viel tiefere Zonen und unter mächtigere Decken hinabgeraten.

Argand hat an der Dent Blanche-Decke gezeigt, daß der obere Teil der ungeheuren überschobenen, komplexen kristallinen Gesteinsmasse neben Quarz und Feldspath besonders Sericit, Chlorit und Epidot führt, also aus „Epi-Gesteinen" besteht. Die in größerer Tiefe metamorphosierte „Série de Valpelline" besteht aus Meso- und Katagesteinen und ist charakterisiert durch Biotit, Sillimanit, Granat, Hornblende, Augit neben Quarz und Feldspath. Ganz ähnliches zeigt sich nach R. Staub und Cornelius im Val Fex. Stets sind die oberen Abschübe der großen Decken mehr oder weniger unverändert geblieben, in den unteren Einwicklungen dagegen die gleichen Gesteine durchgreifend DM, umso hochgradiger, je tiefer ihre Stellung im alpinen Faltengebäude ist. Die Grubenmannschen Tiefenzonen der Umkristallisation zeigen sich in schönster Weise tektonisch bestätigt.

Die DM nimmt also mit dem Tiefgang der Faltung zu.

4. Einfluß der Nachbargesteine und der beginnenden Umformung. Hie und da treffen wir auf auffallenden, streifen- oder zonenförmigen Intensitätswechsel in der DM innerhalb einer tektonisch einheitlich beanspruchten Masse. Diese Erscheinung unterscheidet DM von RM und CM. Sie tritt sowohl im Zusammenhang mit Gesteinswechsel, als auch ohne Gesteinswechsel auf.

Bei Gesteinswechsel zeigt sich, daß jedes leicht deformierbare Gestein stets die von der Dislokation verlangte Deformation in höherem Maße auf sich nimmt und dadurch die festeren Nachbargesteine vor starker DM bewahrt (S. 97).

Erscheinungen dieser Art sind schon der stärkere Mächtigkeitsunterschied an Umbiegung und Schenkel von mergeligen gegenüber tonfreien Kalkschichten im gleichen gefalteten Komplex. Bei Conglomeraten können das Bindemittel und die weniger festen Gerölle Dm sein, während die etwas festeren Gerölle (z. B. Aplitgerölle im Carbonconglomerat Aiguilles-Rouges-Massiv) noch unverändert sind. Die im Bündnerschiefer des Simplongebietes stellenweise eingeschlossenen Gerölle von Antigoriogneiß sind weniger geschiefert, als das anstehende Muttergestein und von der tertiären Pressung verschont geblieben (Preiswerk). Im Aar- und Gotthardmassiv usw. sind basische Eruptiva zu Amphibolitschiefern, und tonige Sandsteine zu Sericitphylliten laminiert, während zwischenliegende Granite nur wenig kataklastisch geworden sind.

Innerhalb ein und derselben Gesteinsmasse müssen einzelne Stellen zuerst in beginnende Umformung getreten sein. Dadurch sind sie sofort auch

leichter deformierbar geworden. Die weitere Pressung konzentriert sich sodann auf die Umgebung der schon gewichenen Linse und greift von hier aus quer zur Kompression immer weiter. Diejenige Gesteinspartie, die zuerst nachgegeben hat, nimmt also in zonaler Ausbreitung die Hauptbewegung auf sich und schaltet dadurch die Umformung von den anliegenden Zonen aus.

Beispiele im Kleinen: In den verkehrten Seewerkalkschenkeln des westlichen Säntisgebirges sind zwischen den tonigen Gleithäuten die einen der Kalklinsen noch unveränderter Seewerkalk, die anderen, unvermittelt dazwischen, sind vollständig in blauweißen Marmor umgewandelt. Im Großen: Zonenförmige Umwandlung des Petrosilex des Aiguilles Rouges-Massives in Sericitschiefer. Zonenförmige Verteilung der stärkeren Kataklase, Sericitisierung und Chloritisierung im Granit des Aarmassives und im Gasterngranit usw., mit Zonen fast unveränderten Gesteines dazwischen. Der Gipfel des Piz Bernina wird von einer Quetschzone schiefrigen Sericitgranites zwischen wenig versehrtem Gestein gebildet (R. Staub). Wir werden noch auf viele solche Fälle stoßen.

Der überraschende Wechsel hochmetamorpher Zonen mit solchen unveränderten Gesteines innerhalb des gleichen tektonischen Gliedes ist für die DM charakteristisch und mechanisch bedingt. Diese Erscheinung steht im Gegensatz zur RM und CM. Termier selbst, der nur RM annimmt, macht vor dem auch von ihm beobachteten Wechsel in der Met. mit seinen Erklärungsversuchen erstaunend Halt.

Aus solcher ungleicher Verteilung der DM darf aber nicht auf eine ungleiche Verteilung des Dislokationsdruckes selbst geschlossen werden. Der Staudruck ging gleichförmig durch, nur das Nachgeben hat sich notwendig zonenweise ungleichförmig vollzogen und auf die schwächsten und zuerst nachgebenden Zonen konzentriert.

## III. Theorie der Dislokationsmetamorphose.

Wie kann sich die DM am festen Gestein vollzogen haben? Wie war diese Beweglichkeit der Teilchen oft bis in die Molekularstruktur hinein möglich, von welcher die Tatsachen uns Kunde geben? Eine Theorie der DM muß erklären können, daß die Dislokation alle verschiedenen Gesteinsarten auf dreierlei Weise zu bezwingen vermag: Kataklastisch, plastisch und umminerali-sierend, wobei diese hie und da einzeln, sehr oft als graduelle Abstufungen, meistens aber in verschiedenem Maße gleichzeitig auftreten. Die Beobachtung im Gebirge hat bereits den Satz geliefert, daß der Grad der Umbildung in Textur, Struktur und Mineralisierung nicht regional geordnet ist, sondern zonenförmig von der tektonischen Stellung des Gebirgsgliedes im Gebirgskörper abhängt, und daß er mit der inneren Dislokationsbewegung oder mit der Intensität der Klemmung und mit der Tiefe und Belastung zunimmt. Die einen Mineralien und Gesteine gehorchen leichter, die anderen schwerer, aber alle können von der DM überwunden werden. Die Gesteinsbeschaffenheit spielt bei der Dislokation eine umso geringere Rolle, je stärker die Belastung der Masse war. Schließlich ist alles wie geflossen.

Im „Mechanismus der Gebirgsbildung" habe ich vor 40 Jahren eine „Theorie der mechanischen Gesteinsumformung bei der Gebirgsbildung" aus den Beobachtungen abgeleitet. Heute würden wir sie auch „Theorie der Dislokationsmetamorphose" nennen können. Unter dem Einfluß der vielen Anfechtungen, die sie erfuhr, hat sie sich immer mehr befestigt, und die Perspektiven, die sie in

Aussicht stellte, sind reichlich in Erfüllung gegangen. Die Beobachtungsgrundlagen sind enorm vermehrt. Die Erfahrungen in Bergwerk und Tunnel haben die ganze Auffassung bestätigt. Das Experiment hat sie als richtig erwiesen, und ihre logische Ableitung hat Stand gehalten (Alb. Heim, Vierteljahrsschrift d. naturf. Ges. Zürich 1908). Wir geben die Theorie in Kürze wie folgt.

Die Festigkeit einer Gesteinsart kann ausgedrückt werden durch die größtmögliche Höhe (h) der Säule aus diesem selben Gestein; eine noch höhere Säule würde durch ihre Last ihren eigenen Fuß zerquetschen. Bei verschieden festen Gesteinen liegt h zwischen 500 und 6000 m. Denken wir uns einen Gesteinswürfel in einer mittleren Tiefe unter der Oberfläche, die wesentlich größer ist als h. Läge er nicht von ebenso gepreßtem Gestein umschlossen, so würde er, zu Pulver zermalmt, seitlich ausweichen. Indem das Nachbargestein unsern gepreßten Würfel beisammen hält, übt es einen Gegendruck auf denselben aus, der gleich groß sein muß, wie die über dem Würfel liegende Last. Ebenso muß dieser Last ein gleich großer Auftriebsdruck von unten entgegenstehen, denn es ist ja Ruhezustand, Gleichgewichtszustand vorhanden. Denken wir uns unseren Gesteinswürfel in der Tiefe plötzlich herausgenommen, so ist für die umliegenden Gesteinsteile plötzlich aller Gegendruck aufgehoben. Sie werden also von allen Seiten in den Leerraum drängen, und der Leerraum wird bald mit gepreßtem Gesteinspulver dicht erfüllt sein. Diese Betrachtung lehrt uns, daß in der mittleren Tiefe über h, in welcher die innere Festigkeit durch die Last überwunden ist, sich mehr und mehr eine allseitige Druckverteilung nach Art des hydrostatischen Druckes in einer Flüssigkeit ausbilden muß. Nur darin besteht ein Unterschied, daß infolge der geringeren Beweglichkeit und größeren inneren Reibung alle Verschiebung im Gesteine sich erst bei einem weiteren Drucküberschuß und nur langsam vollziehen kann.

Marcel Bertrand drückt sich 1890 kurz so aus: „Quand les pressions sont suffisamment grandes, elles se transmettent intégralement dans tous les sens, dans les solides aussi bien que dans les liquides".

Der hydrostatisch verteilte Druck, größer als die Festigkeit des Gesteines, muß das Gestein in einen Zustand versetzen, der es umformbar macht, ohne daß sich die Teilchen aus ihrer Kohäsionssphäre entfernen können, ohne daß das Gestein brechen kann. Umformbarkeit auf Druck ohne Bruch nennt man Plastizität, Prägbarkeit, Duktilität. Die Plastizität eines Gesteines hängt nicht nur von seiner Eigenart ab, sondern von dem allseitigen Druck, unter dem es sich befindet. Ein sehr hoher allseitiger Druck bringt alle, auch die sprödesten Gesteine in den plastischen Zustand („Plastification" Guébhard).

Hoher allseitiger, hydrostatisch verteilter Druck ist die statische Wirkung der mittleren Belastung in der Tiefe. Der dadurch erzeugte plastische Zustand bleibt latent, so lange der stehende Druck allein vorhanden ist, d. h. annähernd Gleichgewicht besteht. Sofort aber ermöglicht er plastische Umformung, wenn eine neue Kraft, der Dislokationsschub, einseitig hinzutritt. Jetzt verschieben sich die Teilchen, ohne den Zusammenhang zu verlieren. Die feste Masse fließt nach der Richtung geringsten Gegendruckes; es findet eine innerliche

Bewegung mit Überwindung der Festigkeit, ohne Zerstören derselben, ohne Heraustreten der Teilchen aus ihren Kohäsionssphären statt. Ist in irgend einer Richtung das Druckminimum kleiner oder fast gleich der Druckfestigkeit, so tritt vorherrschend Umformung mit Bruch ein; ist es immer noch bedeutend größer als die Druckfestigkeit des Gesteines, so erfolgt die Umformung vorherrschend ohne Bruch.

Wir können diese Theorie der DM auch kurz so aussprechen:

Zunehmende Überlastung über die Festigkeit hinaus macht in allen Abstufungen schließlich alle Gesteine plastisch. Dies ist in über 2000—6000 m Tiefe unter der Oberfläche der Fall. Dazu tretender horizontaler Dislokationsschub deformiert sie zonal. Die Deformation kann sein: tektonisch, texturell und, mit der Tiefe zunehmend, strukturell und mineralisierend. Oder noch kürzer: Belastung macht deformierbar, Dislokation deformiert.

Als erleichternde Hilfsmittel der Gesteinsumformung bei der Gebirgsbildung kommen Lösungsumsatz und Wärme in Betracht. Beide sind wohl imstande, für sich allein manche Ummineralisation und Sammelkristallisation hervorzubringen, allein erst das Moment innerer Gesteinsbewegung durch Dislokation bei Belastung bietet den beiden ein ergiebiges Arbeitsfeld mit kräftigen, bestimmt gerichteten Tendenzen (Transport und Bewegung nach der Seite des geringsten Widerstandes, Verdichtung, Gleitmineralien, Zwillingsbildung usw.).

Lösungsumsatz. Auflösen von Mineralien im Inneren der Gesteine und Absatz von gleicher oder chemisch zu neuen Mineralien umgesetzter Substanz an gleichen oder anderen Stellen im Inneren der Gesteine sind weit verbreitete Vorgänge. Sie beginnen oft schon mit dem Werden der Gesteine; sie sind bei der Verfestigung oder Diagenese tätig. Daß Lösungsumsatz auch die DM unterstützend begleiten könne, wurde nie bestritten. Das Prinzip von Riecke, auf dem diese Möglichkeit beruht, ist folgendes: Schmelzung vergrößert, Lösung dagegen verkleinert das Volumen. Steigender Druck befördert also die Lösung, abnehmender Druck die Ausscheidung. Dabei kommt natürlich noch die ungeheure Vermehrung der chemischen Aktionskraft des Wassers durch Tiefenwärme hinzu. Man kann sich vorstellen, daß die geringe Wassermenge der allgemeinen Gesteinsfeuchtigkeit immer wieder als Transportmittel wirkt, an Punkten maximalen Druckes weglösend, dann hingequetscht an die Stellen minimalen Druckes, dort wieder absetzend. Es gibt Petrographen und Geologen, welche kurzweg behauptet haben: „Die mikroskopische Untersuchung deformierter Gesteine zeigt nur Zermalmung und Lösungsumsatz". Diese Meinung hat sich nun freilich nicht bestätigt. Das bruchlose Fließen fester Gesteinssubstanz ohne Lösungsumsatz ist von einer Menge von Beobachtern unter dem Mikroskop erkannt worden. Der Lösungsumsatz ist nur ein gelegentlich nebenbeilaufendes Hilfsmittel der Gesteinsumformung. Massenhaft ist Gesteinsumformung ohne Lösungsumsatz zu Stande gekommen.

Umformung ohne Lösungsumsatz. Lösungsumsatz hätte den deformierten Foraminiferen im Seewerkalk (S. 93, Taf. V und Fig. 39 a und b) nicht alle Strukturfeinheiten (Unterschied

von Schale, Steinkern und umhüllendem Gestein) samt der Aggregatspolarisation der Schale lassen können, sondern alles verwischt marmorisiert.

Ganz ebenso gibt es feine scharfe Fältelungen mit Transversalschieferung im dichtesten Malmkalk ohne jeden Farbunterschied und mikroskopischen Strukturunterschied zwischen den reduzierten Mittelschenkeln und den verdickten Umbiegungsknieen, die sich doch bei Lösungsumsatz unfehlbar hätten einstellen müssen. Die ganze Umformung ist rein mechanisch vor sich gegangen. Für die zahlreichen Fälle von Linearstreckung von Gesteinen und Fossilien ohne jede Änderung in der Mikrostruktur und der Farbe, außer Streckung der Calcitkörnchen kann man nicht auf Lösungsumsatz, nicht auf solche indirekte Plastizität abstellen.

Umformung unter Mitwirkung von Lösungsumsatz. In manchen Fällen von umgeformten Gesteinen ist Lösungsumsatz direkt zu erkennen. So z. B. scheidet sich oft Quarz in kleinen Kristallen in den Schichtfugen längs der Umbiegungsstellen selbst ganz kleiner Fältchen ab (Quartenschiefer-Röthidolomit Südseite des Tödi). Weiße Quarzit- und Quarzlagen finden sich massenhaft auf den Schichtfugen der Umbiegungskniee von Fältelungen im dunklen Bündnerschiefer und bei vielen anderen gefältelten Schiefergesteinen aller Art, während sie an den Faltenschenkeln fehlen. Feldspathaugen der Augengneiße lassen hie und da einen Kern ursprünglichen Feldspathes erkennen, an welchen sich reinerer farbloser Feldspath in den Winkeln des Auges, gewissermaßen im Druckschatten ankristallisiert hat. Im fein gefältelten dichten schwarzen Malmkalk vom Piz Frisal, den Windgällen, vom Hüfigletscher, Pfaffenkopf, Titlis, Jungfrau usw. finden sich eine Menge feiner, scharf abgegrenzter weißer, dünner Calcitlagen in den verzahnten Schichtfugen der Umbiegungskniee (Abbildung in Alb. Heim, Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich 1900). Auf den beiden Streckseiten der Pyritknollen im schwarzen Malmkalk von Quinten sind faserige, weiße, viertelmondsförmige Calcitkappen angesetzt (Taf. V, Fig. 41). In der Streckungsrichtung hebt sich das Grundgewebe auch an Relikten und Porphyroblasten ab, und der angestrebte Hohlraum („Streckungshof" Becke) wird in statu nascendi mit Neubildungen gefüllt, die in Farbe und Struktur abweichen. Härtere Knollen im Gestein (Kristalle, Konkretionen, Gerölle, Petrefakten) sind kataklastisch geworden, und ein neues Mineral füllt sekretionsförmig die Klüftchen. Die Reibungsbreccien auf den Querverschiebungen im Säntisgebirge sind völlig vercalcitet unter Ausstoßen zackiger Ton-Anthraconithäute, während die Marmorisierung nicht in das Nebengestein greift.

In allen diesen Fällen unterscheiden sich die Mineralien aus Lösungsumsatz durch mehr oder weniger sekretionsähnliche Struktur und Anordnung, und durch Befreiung von den Unreinigkeiten und dem Farbmittel des ursprünglichen Gesteins, das nun oft diese Unreinigkeiten und Farbstoffe in feinen Grenzhäutchen ausgeschieden enthält. Diese letzteren zeichnen dann die Stellen an, von welchen der Lösungsumsatz das Mineral weggenommen, das er an anderer Stelle farblos und anders orientiert wieder ausgeschieden hat. Der Lösungsumsatz ist also von Struktur- und Farbwechsel begleitet. Im gleichen Gestein daneben und dazwischen hat sich die Hauptmasse ohne Farb- und Strukturänderung plastisch gefügt und meistens in dieser Form weit mehr Deformation durchgemacht, als der Lösungsumsatz geleistet hat. In vielen anderen Fällen, wo sich der Lösungsumsatz nicht so bestimmt durch Sekretionsstruktur, Reinigung und Farbänderung verrät, können wir noch nicht entscheiden, was ihm zugeschrieben werden darf. Vielfach ist von Auge oder unter dem Mikroskop die plastische direkte Deformation zu sehen, der Lösungsumsatz dagegen ist Hypothese. Zu seiner Betätigung fehlt oft der Raum. Der bloße Wassergehalt eines Minerales ist kein Beweis für denselben. Die Experimente von Nicholson und Adams haben selbst für den Calcitmarmor, dies für Lösungsumsatz anscheinend so geeignete Gestein, mit aller Bestimmtheit das Resultat ergeben, daß das durchfeuchtete Gestein keine Spur

leichter durch Druck deformierbar ist, als das vollständig trockene. Die weitere Beobachtung im Gebirge, wie im mikroskopischen Dünnschliff hat mir immer bestimmter den Eindruck hinterlassen, daß der Lösungsumsatz ein weit verbreitetes Hilfsmittel der DM ist, daß aber seine Bedeutung qualitativ und quantitativ sehr überschätzt worden ist.

Wärme. Viele Geologen, wie schon Lossen, haben der „Friktionswärme", der „Dislokationswärme" einen bedeutenden Einfluß zugeschrieben. Ich konnte mich dieser Hypothese nie anschließen, weil diese Wärme nur so langsam entstehen kann und sich auf eine so große Gesteinsmasse verteilt, daß die viel rascher arbeitende Temperaturausgleichung im allgemeinen eine nennenswerte Temperaturerhöhung nicht zulassen wird. Ganz anders verhält es sich mit der konstanten normalen Erdwärme der Tiefen. Die Gesteine, die wir an der heutigen Oberfläche der Alpen untersuchen, haben ihre Umwandlung unter Bedeckung von meistens mehreren bis zu 10, 20 und 30 km Gestein durchgemacht. Dort war es 50, 100 oder bis zu einigen hundert Graden warm. Die Experimente von Adams und Nicholson haben bewiesen, daß 100 oder 200° Wärme die druckplastische Umformung von trockenem Marmor und anderen Gesteinen schon sehr wesentlich erleichtert. Tammann stellte die bei Wärme viel größere Ausflußgeschwindigkeit gepreßter kristallisierter fester Substanzen durch kleine Öffnungen fest. Wärme vermehrt rasch die Plastizität der Gesteine. Das Gestein lag in warmer Tiefe, als die Dislokation es erfaßte und umformte. Die Tiefenzonen der DM werden zusammen bedingt von den mit der Tiefe zunehmenden Faktoren Druck und Temperatur. So nimmt aus doppeltem Grunde die das Weiche und Flüssige in den Faltenformen wie in den feinsten Texturen und Strukturen nachahmende DM mit der Tiefe zu.

Experimente. Kick, Rinne, Adams und Nicholson, Daubrée, Tresca, Becker, Löwinson-Lessing, Tammann, Spring, Auerbach u. a. haben Experimente über die Umformung der Gesteine gemacht. Ich hatte die Herstellung der nach der Theorie richtigen Bedingungen für die Experimente der mechanischen Gesteinsumformung für sehr schwierig dargetan und offen gestanden keine Hoffnung in das Gelingen derselben. Tatsächlich ist nun aber doch die plastische Umformung im Experimente nicht nur für Metalle, sondern auch für unmetallische, kristallinische Mineralien und Gesteine gelungen und zwar für Steinsalz und andere Salze, für Flußspath, Kalkspath, Gips, Apatit, Glimmer, Diopsid, Kalkstein und Marmor, endlich auch für Granit. Die im Experiment zusammengedrückten Marmorzylinder wurden fester als das ursprüngliche Gestein, die Kristallkörner stärker verzwillingt und verflochten. Unter den gebirgsgefalteten Sedimentgesteinen gehören aber gerade Kalkstein und Marmor zu den (ohne Fassung im allseitigen Druck) sprödesten und splittrigsten; andere, wie Kieselschiefer, sind fester, aber nicht splittriger. Trescas Experimente beweisen überhaupt die Plastizität kristalliner Stoffe unter hohem Druck und lassen alle Differenzen nur noch als graduell erscheinen. Tammanns Experimente zeigen, daß die innere Reibung mit dem Druck allgemein abnimmt, die Plastizität zunimmt, selbst bei sehr spröden Körpern. Immer noch enthalten die Versuche Unvollkommenheiten, besonders im absolut dichten Umschließen des umzuformenden Stückes mit einem Material mindestens

gleicher oder größerer Druckfestigkeit. Die Erfolge sind deshalb für bruchlose Umformung noch nicht für alle Gesteine durchschlagend. Rinne hat sehr interessante Umformungen mit teilweisem Bruch, Zermalmungszonen usw. erhalten, dadurch, daß er Marmor in Alaunschmelze einschloß, welch letztere eben für bruchlose Umformung des Marmors nicht druckfest genug ist. Er hat so Mischungen von Kataklase und plastischer Deformation erhalten, wie wir sie so oft in den Gebirgen treffen. Die Resultate der Experimente überhaupt sind schon heute der Art, daß es wohl noch gelingen wird, selbst sehr spröde körnige Gesteine plastisch umzuformen, oder wie Kick sich ausgedrückt hat, zu prägen, in alle die Texturen, in denen wir sie in den Gebirgen treffen. Die erfolgreichsten Experimentatoren, wie Adams und Rinne, haben genaue Anpassung an die theoretisch verlangten Versuchsbedingungen angestrebt: Druckeinschluß allseitig bedeutend größer als die rückwirkende Festigkeit, dazu ein nicht allseitiger Deformationsüberdruck, oder mit anderen Worten: Minimale Pressung in der Ausweichungsrichtung immer noch größer als die rückwirkende Festigkeit. Auch an Körpern schwierigen Verhaltens war der Erfolg umso besser, je näher diese Bedingungen für Plastizität erreicht werden konnten. Im besonderen haben die Ergebnisse der Versuche dadurch überrascht, daß die Deformationen in so kurzer Zeit erlangt worden sind. Keiner der Experimentierenden hat einer zu erzielenden Deformation auch nur einige Jahre Zeit zur Ausbildung gelassen, meist mußte es in wenigen Stunden geschehen sein, höchstens in 124 Tagen!

Schon das heute Vorliegende ist ein vollgültiger Beweis dafür, daß unter allseitig hohem Drucke tatsächlich plastische Umformungsfähigkeit eintritt, daß also unsere Theorie der mechanischen Gesteinsdeformation bei der Gebirgsbildung richtig ist.

Durchaus analog einem Experiment in beschränkter Durchführung sind die Erfahrungen, welche Tunnel- und Bergwerksbau in großen Gebirgstiefen ergeben haben. Unsere Ableitungen über den Gesteinsdruck in der Tiefe und seine allseitige Ausbreitung sind völlig bestätigt worden (Näheres hierüber in Alb. Heim, „Tunnelbau und Gebirgsdruck" in Vierteljahrsschr. der naturf. Ges. Zürich 1905 und 1908, sowie „Einiges aus der Tunnelgeologie" in Mitt. d. geol. Ges. Wien 1908). Die Erkenntnis von der hydrostatischen Verteilung des Gebirgsdruckes in großer Tiefe führt zu der Forderung allseitig geschlossener, röhrenförmiger Auswölbung der tiefen Tunnels mit einem Material, das dem dort vorhandenen Drucke widersteht, und macht uns alle die Erscheinungen von „Steinschlägen", Zusammengehen der Widerlager, Steigen der Sohle usw. verständlich, die in alten oder in neuen sehr tiefen Tunnels sich eingestellt haben. Ein ungenügend ausgemauerter Tiefentunnel, ganz sich selbst überlassen, würde sich allmählich wieder schließen.

Chemische Umsetzung im Festen. Wirkliche Ummineralisation von Gesteinen während der Druckdeformation ist bisher experimentell noch nicht nachgeahmt worden. Nachdem aber trockene Pulver durch Druck zur chemischen Reaktion gebracht worden sind, feste Substanzen unter Druck fließen ohne zu brechen und die feinsten Kristallkörner sich dabei bruchlos deformieren, also die Bewegung in das Molekulare eingreift, und nachdem schon lange mit Recht von

„festen Lösungen" gesprochen wird, sollte man noch daran zweifeln müssen, daß es sich bei der ummineralisierenden Met. vielfach um direkten chemischen Umsatz der trockenen festen Substanz im hochgepreßten und bewegten Zustande handelt? „Druck begünstigt chemische Assoziation." Eine chemische Reaktion, die Verdichtung ergibt, kann direkte Folge der mechanischen Umformung sein. Das Zwischenmittel des Lösungsumsatzes ist vielfach eine überflüssige Komplikation in der Erklärung. Warum sollte der Wassergehalt so mancher Dm Mineralien, wie Sericit, ein Beweis dafür sein, daß seine Entstehung auf Lösungsumsatz beruht? Ist nicht in diesen Fällen die Gesteinsfeuchtigkeit einfach zur chemischen Verbindung in die Moleküle hineingepreßt worden? Wenn Druck und Dislokation die innere Festigkeit überwinden, die Teilchen bruchlos wie flüssig sich aneinander bewegen, warum sollte es da noch einer weiteren Lösung in Wasser bedürfen, um die Substanzen in chemische Reaktion zu bringen?

Die Ummineralisation ist die innigste Folge von Druck und Bewegung. Der Druck macht sie möglich, die bewegende Dislokation bringt sie im Gebirge zur weitgehenden Entwicklung und orientiert sie räumlich. Die DM in ihrem ganzen Umfange ist mechanisch bedingt, veranlaßt und erzeugt. Die chemischen Reaktionen scheinen zum größten Teil eine direkte Wirkung des Druckes und der Bewegung in festem Aggregatszustande zu sein.

Alter der DM in den Alpen. Die silikatische Mineralisation und Schieferung der vorpermischen (zentralmassivischen) Gesteine ist so durchgreifend ausgeprägt, in sich abgeschlossen und von derjenigen der jüngeren Gesteine verschieden, daß sie in der Hauptsache älter als die alpine Stauung sein muß, hervorgegangen aus repetierter, alter RM, DM und CM. Solche altkristalline Gesteine zeigen sich vielfach in West- und Ostalpen tektonisch wechsellagernd, verfaltet und verschuppt mit mesozoischen Sedimenten, die bei der alpinen Faltung nur tektonisch und texturell ergriffen worden sind. In den Ostalpen fehlt die alpin-tertiäre Ummineralisation fast ganz. In den tieferen Stockwerken der helvetischen Gebiete und der penninischen Zonen dagegen ist die alpine DM viel stärker entwickelt. Hier geht sie texturell und ummineralisierend durch alle Gesteine hindurch. Auf den altkristallinen bildet sie Palimpseste über die alten Met., schiefert die alten Granite, fältelt die alten Gneise, sericitisiert deren Feldspäte und chloritisiert deren Biotite. Je nach den tektonischen Zonen sind hier die mesozoischen und sogar die tertiären Gesteine davon mächtig ergriffen und den altkristallinen Schiefern vielfach petrographisch genähert.

Die Met. verteilen sich also zeitlich in unsern Alpen wie folgt: 1. Präpermische RM, CM und DM formten die alten Gesteine. 2. Tertiäralpine DM hat die alten nochmals und überdies gleichzeitig alle mesozoischen und tertiären Sedimente, zunehmend an Intensität mit ihrer Tiefenlage und mechanischen Beanspruchung im alpinen Deckengebäude, Dm durchgearbeitet.

## C. Die Autochthonen Zentralmassive.

### Tektonik der autochthonen Zentralmassive im Allgemeinen.

Im französischen Sprachgebrauch bedeutet, selbst bei den Geologen, das Wort Massiv nicht mehr und nicht weniger als eine Berggruppe oder selbst nur einen Gebirgsstock. Wir werden hier das Wort nicht in diesem Sinne gebrauchen, sondern stets nur im streng geologischen, von Studer übernommenen Sinn, als ein gesonderter Gebirgsteil, der aus kristallinischen Silikatgesteinen gebildet und von sedimentär-mesozoischen Sedimentzonen umrandet wird. (Massiv abgekürzt gesetzt = M.).

### Diskordanz und Konkordanz am Sedimentmantel.

In Beziehung auf die relative Lagerung der altkristallinen Gesteine zum mesozoischen Sedimentmantel reihen sich die alpinen Zentralmassive (M.) in drei Typen, die kurz wie folgt zu charakterisieren sind:

1. Autochthone Massive (Aar-, Gotthard-, Mont Blanc-, Aiguilles Rouges-M. und an der S-Seite das Seengebirge). Die gegenseitige Lagerung von kristallinen Schiefern und Sedimentmantel wechselt von einer Stelle zur andern, bald ist sie konkordant, bald eine verworrene Berührung, sehr oft scharfe Diskordanz. Diskordanzen bilden in der nördlichen Zone teilweise schon die Auflagerung des Carbon und Perm, am gewöhnlichsten und am stärksten aber diejenige der Trias. Diese Diskordanzen bedeuten manchmal eine oder zwei Aufrichtungen, Abrasionen und spätere carbonische und besonders mesozoische transgressive Auflagerung des Sedimentmantels auf dem Zentral-M.; an andern Stellen beruhen sie mehr auf jüngerer disharmonischer Dislokation. Schichtung und Schieferung der prätriasischen Gesteine sind einförmig steil, ohne deutliche Faltungen. Das Massiv erscheint durch diese Einförmigkeit in Schichtung und Schieferung sowie seine altmetamorphe Kristallinität wie ein gut abgegrenzter fremder Kern unter seinem anders gefalteten und anders Dm Sedimentmantel: Autochthone Diskordanz.

2. Penninische Deckenmassive (südlich Rhone bis Bellinzona—Maloja): Konkordanz und durchgreifend harmonische Dislokation von den ältesten kristallinen Gneisen durch die metamorphen paläozoischen und mesozoischen Gesteine hindurch — ebenso bei normaler, wie bei verkehrter, flacher wie steiler oder gefalteter Schichtlage. Wegen der vielfach flachen Schichtung und Schieferung erscheinen die Massive im Gebirgskörper weniger tektonisch, als vielmehr nach Erosionswirkung umgrenzt: Transportierte Konkordanz.

3. Ostalpine Deckenmassive (östlich der Linie Septimer—Chur). Bald konkordante, bald diskordante Berührung von alten kristallinen Gesteinen und Mesozoikum, herrührend von einer ursprünglich diskordanten Auflagerung wie bei

Nr. 1, allein vielfach verändert durch Deckenbewegung. Die Diskordanzen sind nicht da entstanden, wo wir sie jetzt finden, sondern es sind: Transportierte Diskordanzen.

Wir besprechen hier zunächst nur die äußern autochthonen Zentral-M.

Beispiele von Stellen paralleler Anlagerung bei autochthonen M.: Mesozoikum-Mulde von Chamonix zwischen M. der Aiguilles-Rouges und M. des Mont Blanc; Muldenzug von Val Ferrex, meistens Urserentalzug zwischen Aar- und Gotthard-M., Südrand des Gotthard-M. von Bedretto durch Piora, Sedimentmulde von Fernigen im Meiental, Spitzmulden im Tödigebiet und zahlreiche weniger ausgedehnte Stellen.

Beispiele von Stellen diskordanter Auflagerung des Sedimentmantels auf dem Zentral-M.: Gipfel der Aiguilles-Rouges, Westabhang der Dents du Midi und Dents de Morcles, Nordrand des Aar-M.: Trachsellauenen bis Hasligrund, N-Abhang des Gadmentales, Gebiet von Erstfeld, Sandalp, Limmernboden; aufsitzende Mantelreste wie Spannörter, Zwächten, Tödi, Piz Cambriales, Brigelserhörner (W-Seite), Vättis; obere Val Camadra E-Seite am S-Hang des Gotthard-M.

Auffallender Weise sind zwischen dem autochthonen M. und seinem mesozoischen Sedimentmantel Konkordanz und Diskordanz nicht streng regionenweise verteilt, sondern wechseln oft in kleinsten Entfernungen rasch miteinander ab. Sodann ist die Schichtfuge, in welcher die Diskordanz liegt, stratigraphisch nicht ganz konstant. Weitaus am häufigsten ist es die Unterfläche der Trias, so daß auf den steil gestellten kristallinen Gesteinen flacher gelagert etwas triasische Arkosen und Quarzsandsteine oder Quarzite der unteren Trias und dann die Triasdolomite folgen. Die helvetische Trias ist dadurch gewissermaßen das Hemd des Zentral-M., über welchem dann die jurassischen Sedimente als dickeres Kleid aufliegen. Es gibt nur beschränkte Stellen, wie Windgälle und Salantin, wo das Hemd ein stratigraphisch primäres Loch hat. Es können aber lokal auch Perm und Carbon den mesozoischen Sedimentmantel konkordant unterlagern, und umgekehrt gibt es Stellen, wo Teile des mesozoischen Sedimentmantels in durchaus zentralmassivische Stellung eingeklemmt sind. Es handelt sich also um eine viel kompliziertere Erscheinung als um eine einheitliche Aufrichtung älterer und Transgression jüngerer Gesteine. Die Ursache der Komplikation liegt wohl in zwei Faktoren:

a) Ältere, aufrichtende Dislokation mit Abrasion und Transgression hat mehrmals stattgefunden, 1. vor Carbon, 2. zwischen Carbon und Perm und 3. zwischen Perm und Trias. Verschiedene Transgressionsdiskordanzen sind primär entstanden. Lugeon nennt 1 = phase ségalaunienne, 2 + 3 ph. allobrogienne.

b) Die gegenseitigen Lagerungen sind durch die tertiäralpine Dislokation mächtig verändert in beiderlei Sinn: 1. die intensive tertiäre Dislokation hat verschiedene Schichtkomplexe ungleich bewegt und dadurch ursprünglich konkordant gelagerte Gesteine diskordant verstellt: Dislokationsdiskordanz; 2. die tertiäre Dislokation hat ursprünglich diskordante Komplexe so bewegt, daß durch gemeinsames übertönendes Zusammenpressen die ursprünglichen Diskordanzen vermindert und konkordante Stellung erzeugt worden ist: Dislokationskonkordanz.

Eine große Dislokationsdiskordanz kennen wir schon in der Abscheerung des gefalteten Juragebirges von seiner untertriasischen Unterlage. Bei den viel gewaltigeren Dimensionen der alpinen Faltung kommt außer der ungleichen Nachgiebigkeit der Gesteine noch ein neues Moment hinzu, das ungleiche Bewegungen beim selben Schube befördert: die ungleiche Belastung bei ungleicher

Tiefe der geschobenen Schichtgruppen. Die einen falten sich wie eine Oberflächenrinde nach außen, die andern unter ungeheuerem Belastungsmantel nach unten oder innerlich in sich. Der Übergang der Tiefen- in die Oberfaltung ist streckenweise allmählich, oder er vollzieht sich auf einer, oder stufenweise verteilt auf mehreren Schichtfugen oder innerhalb einzelner wenig fester Schichtmassen. Die Abtrennung wird befördert durch eine wenn auch nur leichte, schon vorher vorhandene Diskordanz. Dabei wird die neue Dislokation bald zu intensiver Steigerung, an anderen Orten zur Milderung der älteren Diskordanz führen können.

Es sind somit vorauszusehen:

1. Ursprüngliche Konkordanz, daraus durch die alpine Dislokation hervorgehend:

a) Konkordant (harmonisch) dislozierte Schichten,

b) Diskordant (disharmonisch) dislozierte Schichten = Dislokations-Diskordanz.

2. Ursprüngliche, prätriasische Diskordanzen (Transgressions-Diskordanz), daraus hervorgehend durch die alpine Dislokation:

a) keine relative Stellungsänderung,

b) gesteigerte Diskordanz,

c) gemilderte Diskordanz bis zur Dislokations-Konkordanz.

Aus dieser Übersicht leuchtet ein, daß die Erscheinungen von Stelle zu Stelle wechseln können, und es ist verständlich, daß sie von verschiedenen Autoren und zu verschiedener Zeit verschieden gedeutet wurden. Auch jetzt noch ist eine durchgreifend scharfe Deutung der Erscheinungen im Einzelfall oft nicht möglich. Unsere Auffassung wird vielfach von unserm persönlichen mechanischen Empfinden geleitet.

Mein Gesamteindruck in Beziehung auf die autochthonen Zentral-M. geht dahin, daß alte Diskordanzen mit prätriasischen oder triasischen Diskordanz-Transgressionen (2.) als Regel vorhanden, daß sie aber nicht sehr stark ausgeprägt waren. Die jungtertiäre alpine Dislokation hat dann die stärkeren Diskordanzen und besonders diejenigen über alten Antiklinalzonen stark gesteigert (2. b.), die schwächeren und besonders diejenigen über alten Synklinalzonen hingegen eher durch Isoklinalpressung verwischt (2. c).

Alle oben klassifizierten Lagerungsformen zwischen Sedimentmantel und Zentral-M. kommen vor. Die Typen 1 b und 2 b, diskordierende Dislokation, haben die Körper der Zentral-M. gegenüber der Sedimenthülle schärfer abgegrenzt, während konkordierende Dislokation (2 c) die innere Einheitlichkeit derselben gesteigert hat. So ist den autochthonen Zentral-M. ihr besonderer Charakter aufgeprägt worden. Mir scheint, daß der weitaus größere Teil der jetzigen Tektonik der autochthonen Zentral-M. durch die jungtertiär-alpine Dislokation geschaffen worden sei.

Der Begriff des autochthonen Zentral-M. ergibt sich in der Natur bei geologischer Kartierung meistens ganz von selbst. Das autochthone Massiv ist in der Hauptsache eine Aufpressung, mit Wurzel senkrecht oder in geringer Horizontalentfernung darunter, während das Decken-M. eine liegende Überfaltung oder Überschiebung mit großer Horizontalbewegung bedeutet. Das autochthone Massiv ist ein tektonisch abgegrenzter Kern, der sich durch eine mehr oder weniger isoklinale, steilgestellte Lage aller Schieferungen und Gesteinsgrenzen auffällig abtrennt von der oft flacheren und jedenfalls mannigfaltigeren, unabhängigeren Schichtlage des faltigen Sedimentmantels. Das Zentral-M. ist also vom Sedimentmantel sowohl tektonisch als stratigraphisch getrennt.

Wenn wir in Zukunft oft kurzweg vom Sedimentmantel sprechen, so meinen wir damit die nachpaläozoischen, nicht zentralmassivisch gestellten Sedimente.

Die autochthonen Zentral-M. sind durch Erosion aus dem Sedimentmantel, der sie früher ganz bedeckte, herausgeschält oder durch Denudationslöcher entblößt, und die Entblößung geht weiter. Gegen die Grenzen des Abtrages, besonders an den Längsenden, kommt die gemeinsame verzahnte Ineinanderfaltung und Schuppung von Zentral-M. und Sedimentmantel zum überwältigenden Ausdruck. Dort finden sich die Aufschlüsse, welche in weiter Ausdehnung die prätriasische und stellenweise die präcarbonische Diskordanz erkennen lassen.

Schon S. 39 ist Ch. Lory als der Erste genannt, der neben der hercynischen noch eine präcarbonische Diskordanz verfolgt hat. Eine schöne Zusammenstellung „über die prätriasische Faltung in den Westalpen" gibt B. G. Escher (Amsterdam 1911). Ferner ist zu beachten M. Lugeon in Comptes-rendus Acad. d. sc. Paris, Oct. et Nov. 1911.

## Dislokationsmetamorphose in autochthonen Zentral-Massiven.

Die autochthonen Zentral-M. sind durchsetzt von den Spuren einer sehr intensiven Stauungsmet., welche vielfach ältere Gesteinsunterschiede verwischt und vieles nach Mineralisation und Textur einheitlicher gestaltet hat. Am auffallendsten in den Zentral-M. ist die dadurch an prätriasischen Sedimenten wie an Eruptiva hervorgebrachte oder vermehrte Schieferung, Kataklase und Sericitisierung. Dabei treffen wir ganz allgemein auf die Erscheinung eines starken zonenförmigen oder streifenförmigen Wechsels in der Intensität der Stauungsfolgen. Die verschont gebliebenen Zonen sind nicht etwa jünger als die Pressung; sie haben dieselbe miterlebt, aber die Folgen dem schwächeren und willigeren Nachbarn übertragen. Diese Erscheinung ist im Großen wie im Kleinsten so allgemein, daß sie in Zukunft nicht mehr besonderer Erwähnung bedarf (vergl. S. 114 u. 115).

In den autochthonen Zentral-M. streichen die Spuren der hercynischen Faltung gleich oder nur wenig abweichend von der tertiär-alpinen Faltung. In den Zentral-M.-Gesteinen haben sich somit hercynische und alpine DM oft addieren können, indem sie im allgemeinen gleichsinnig waren. Gewisse DM bleiben im Zentral-M., ohne in den Sedimentmantel hineinzugreifen — sie mögen z. T. prätriasischen Alters sein. Andere greifen auslaufend hoch in den Sedimentmantel hinauf; sie sind tertiär entstanden. Im einzelnen ist es vielfach ganz unmöglich zu entscheiden, der wievielte Teil der DM eines zentralmassivischen Gesteines sich schon hercynisch vollzogen, der wievielte durch alpine Steigerung entstanden ist. Mein persönlicher Eindruck geht dahin, daß in den autochthonen Zentral-M. der weitaus größere Teil der DM, sowie der heutigen Tektonik der tertiär-alpinen Bewegung zuzuschreiben ist, wogegen der allgemeine kristallin-silikatische Charakter der Zentralmassivgesteine schon aus prätriasischen Intrusionen, prätriasischer RM und CM und z. T. auch DM sich ergeben hatte.

Einzelne Geologen sind wohl zu weit gegangen, wenn sie kurzweg alle alpin zentralmassivische Schieferung der alpinen Stauung zugeschrieben haben. Schon hercynische Stauung kann Schieferung und Ummineralisierung erzeugt haben. Sehr viele Schieferung aber ist primärer Art nicht nur bei Sedimenten, auch bei Eruptivgesteinen. Daß gewisse Orthogneise ihre Schieferung als primäre Erstarrungstextur, wahrscheinlich durch eine Bewegung während der Festwerdung, nicht

aber durch alpine Dislokation erlangt haben, ist daran zu erkennen, daß manchmal die sie durchsetzenden alten Pegmatitgänge nicht geschiefert sind. Das Gleiche gilt auch von manchen Porphyr- und Syenitschiefern usw. Die mikroskopische Untersuchung läßt meistens leicht entscheiden, in welchen Fällen es sich um Erstarrungsschieferung, um Dislokationsschieferung oder um Kombination von beiden handelt.

Nach dem Gesteinschemismus betrachtet Niggli die Intrusiva unserer sämtlichen zentralalpinen M. als mit geringen Variationen zur gleichen Gesteinsprovinz gehörend, wie diejenigen vom sächsischen Erzgebirge, Harz, Schwarzwald. Sie alle sind auch vortriasisch; die vorvariscischen Intrusionen im Aar- und Gotthard-M. „sind mindestens einmal kontaktmetamorphosiert und zweimal dynamometamorphosiert worden". Während und gegen Ende der variscischen Faltung sind schon vorher differenzierte Magmen aufgepreßt worden mit Gangnachschüben, und noch etwas später folgen die porphyrischen und quarzporphyrischen Ergüße — alles prätriasisch.

## I. Das Aarmassiv (Tafel VI und VII).

### Gang und Stand der Untersuchungen.

Hauptpublikationen älterer Zeit nach Studer, Escher und Theobald sind:

„Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz".

| Karte 1 : 100000 | zugehöriger Textband |
|---|---|
| A. Baltzer in Blatt XIII, 1887 | Lfg. 20, 1880 und 24, 1888 |
| Alb. Heim in Blatt XIV, 1885 | Lfg. 25, 1891, Livret Guide 1894 |
| E. v. Fellenberg in Blatt XVIII, 1885 | Lfg. 21, 1893. |

Publikationen neuerer Zeit:

1894 C. Schmidt, Übersicht in „Livret-Guide géol.".
1896 L. Wehrli, Das Dioritgebiet von Schlans bis Disentis, „Beiträge" n. F. Lfg. 6.
1900 A. Sauer, Geol. Beobachtungen im Aarmassiv, K. Preuß. Akad. d. W.
1903 A. Baltzer, Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs, in „Neues Jahrbuch . . .".
1904 Fr. Weber, Über den Kali-Syenit des Piz Giuf, „Beiträge" n. F. Lfg. 14.
1905 O. Fischer, Über einige Intrusivgesteine des Aarmassiv, Tschermaks min. u. petr. Mitt.
1909 J. Königsberger, Geol. Karte des östl. Aarmassivs mit Erläuterungen und in Eclogae.
1911 W. Staub, Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, „Beiträge" n. F. Lfg. 32.
1911 E. Truninger, Studien am Gasternmassiv, Bern.
1911 E. Truninger, Kontaktmet. am Aarmassiv, Eclogae.
1914 P. Niggli und W. Staub, Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv, „Beiträge" n. F. Lfg. 45.
1914 R. Lotze, Beitr. zur Geologie des Aarmassivs, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.
1915 E. Hugi, Kontaktschollen im Gneiß des oberen Lauterbrunnentales, Eclogae.
1917 B. v. Swiderski, Geol. Karte vom Westteil des Aarmassivs 1 : 50000, im Druck, „Beiträge".

Außer den Genannten sind als Beobachter im Aar-M. noch zu nennen: K. v. Fritsch, Im. Stapff, Bonney, B. G. Escher, U. Grubenmann, M. Lugeon. Die meisten chemischen Analysen von Aar-M.-Gesteinen, die wir bisher besitzen, sind im petrogr. Institut der eidgen. techn. Hochschule (Dir. U. Grubenmann) von Laura Hezner ausgeführt worden.

Das Aarmassiv hat das Unglück, in seiner geologisch-kartographischen Darstellung 3 verschiedenen Blättern der eidgen. Karte 1 : 100000 anzugehören. Dies führte dazu, daß keiner der kartierenden Beobachter das ganze Massiv einheitlich durchsucht hat. Gelegentliche Streifzüge durch die andern Massivteile waren ungenügend. In jener Zeit, 1870—1885, fehlen noch die heutigen Gesichtspunkte für die Untersuchung, und die chemische und mikroskopische Prüfung waren noch wenig durchgebildet. Die DM mußte erst gefunden und unterschieden werden. Immerhin führte

die Kartierung auf den 3 Blättern durch Heim, Baltzer und Fellenberg zur festeren Einsicht des zonalen Baues des Aar-M. und zur Erkenntnis des prätriasischen Alters aller der mannigfaltigen Zentral-M.-Gesteine. Ein weiteres Auseinanderlesen der Gesteine innerhalb der großen Zonen nach Art, Entstehung und relativem Alter konnte noch nicht gelingen, so sehr sich das Bedürfnis bemerkbar machte und wir längst wußten, daß hier Sedimente und Intrusivgesteine verschiedener Art beisammen sind. Baltzer hatte den Kontakt der Zentral-M.-Gesteine an den Sedimentmantel am Nordrand als einen mechanischen Kontakt im Gegensatz zu dem früher behaupteten Intrusivkontakt erkannt. Darob übersah er zunächst die Intrusionskontakte im Innern des M. E. v. Fellenberg entdeckte die Letzteren und Baltzer anerkannte sie dann ebenfalls.

Nach einzelnen, nur über engen Raum sich erstreckenden Untersuchungen (C. Schmidt, Windgällenporphyr und Leo Wehrli, Diorite von Rusein usw.) zündeten sodann die unterdessen allmählig gewonnenen neuen Gesichtspunkte und Untersuchungsmethoden kräftig ins Aar-M. hinein durch die Arbeiten von zwei Schülern Grubenmanns Fr. Weber und O. Fischer, sodann von J. Königsberger. Diese führten zu einer viel weiteren Unterscheidung von Gesteinen und deren Met. und Altersfolgen und z. T. auch zu einer viel eingehenderen geologischen Kartierung der inneren Struktur des Aar-M. Leider hat Weber (z. Z. Petrolgeologe in Indien) die ihm von der schweiz. geolog. Kommission übertragene Fortsetzung seiner Untersuchungen im Aar-M. abgebrochen und die vorzügliche Karte von Fischer (z. Z. Petrolgeologe in U. S. A.) ist, weil nur ein Bruchstück, noch Manuskript geblieben.

Seit langer Zeit schon waren schollenförmige Einlagerungen und Gangbildungen in vielen Teilen des Aar-M. bekannt, auch der Cm-Marmor der Urweid im Haslital war uns in seinem Gegensatz zu den Dm gebildeten Marmoren nicht entgangen. Allein wir haben daraus kein besonderes Aufheben gemacht, weil für die Hauptfrage, die uns gefesselt hielt: „Haben die Zentral-M. die Alpen gehoben?" sich keine Schlüsse hieraus ergeben konnten.

A. Sauer war nun der Erste, der den Einschlüssen in Gneis und Granit der nördlichen Gneiszone nachging und durch dieselben die Granitnatur dieser nördlichen Gneiszone nachwies. Seinem Beispiel folgten: Truninger, E. Hugi und Lotze. Sie alle stellten fest, daß Granit und Einschluß prätriasisch sind und diese CM den Rand des mesozoischen und tertiären Sedimentmantels **nicht** ergreift.

Präcarbonische oder altcarbonische Gneisbildung, CM und DM, prätriasische Intrusionen und CM und tertiäre DM bilden übereinander Palimpseste. Die verschieden alten und verschieden entstandenen Gesteine des Aar-M. sind dadurch in Aussehen, Textur und Lagerung einer einförmigen Ähnlichkeit zugeführt worden, durch welche hindurch nur eine sehr eingehende, mit allen Hilfsmitteln ausgestattete Untersuchung allmählig zur klaren Unterscheidung führen kann. Allen Zentral-M.-Gesteinen ist dieselbe tertiäre Stauung, dadurch steile Schieferung, oft Lamination, Sericitisierung, Epidotisierung, Chloritisierung und Saussuritisierung eingeprägt worden.

Von einer zusammenhängenden geologischen Karte des Aar-M. in 1 : 50000 oder 1 : 25000, die die scheinbare Einförmigkeit in alle ihre Komponenten auflösen und deren Zusammenhang darstellen wird, sind wir leider noch weit entfernt.

## 1. Gestalt und Zonenbau des Aarmassivs (stets verglichen Tafel VI und VII).

Das Aar-M. ist eine leicht nördlich ausgebogene Zone von kristallinen Silikatgesteinen; die Längsaxe streicht im westlichen Teil nach E 40° N, von der Grimsel weg E 25° N. Sie mißt 115 km. Die Breite nahe dem Westende im Querprofil des Bietsch- oder Nesthornes steigt auf 23 km. Von der Aare bis zur Reuß ist das M. auf ungefähr 18 km Breite entblößt. Nach E nimmt die Breite ruckweise ab, wobei die südlichste Teilzone am weitesten nach E reicht. Im Ganzen ist das zusammenhängende Aar-M. ca. 5 mal so lang wie breit. Vom E Ende weitere 36 km

nach ENE wird in dem tiefen Quereinschnitt bei Vättis und im Anschnitt bei Tamins das wieder etwas auftauchende M. nochmals durch Erosionslöcher in zwei Zweigen sichtbar.

Durch das ganze Zentral-M. hindurch verläuft das Streichen der Schieferung oder Plattung sehr gleichförmig, im allgemeinen gleich wie dasjenige des ganzen M. und der begleitenden Sedimentmantelfalten, oder, wie z. B. im östlichen Drittel, etwas mehr von ENE gegen NE abgelenkt. Schwankungen lokaler Natur bewegen sich in engen Grenzen. Selten sind Gesteine des Aar-M. so massig, daß nicht von ihrem Streichen gesprochen werden kann. Die meisten Gesteine haben bis in ihre feinste Textur, bis in die Minerallagerung prägnante Paralleltextur; viele sind sehr dünnschieferig, andere mehr plattig, bankig. Aber auch in fast massigem Granit mit verschieden gerichteter Bankung oder krummen Absonderungsflächen ist doch meistens noch in der Lage des Sericites oder in der Spaltbarkeit die allgemeine einheitliche Schieferung des M. bemerkbar. Ausnahmsweise völlig massig sind partienweise der Gastern-, Bietschhorn-, Gliems- und Puntaiglasgranit, stellenweise auch der Hasli- und Schöllenengranit.

Die Schieferung bildet im Querprofil einen wenig prägnanten unsymmetrischen Fächer. Im Querprofil der Aare treffen wir im N erst 70—80° Fall nach SSE, dann unter vielfachen Schwankungen flachere Lage, ausnahmsweise bis bloß 50°. Etwa in der Mitte des Querprofiles folgt steilere Aufrichtung, dann wieder flacher, nochmals steiler und nach etwa $^4/_5$ der Massivbreite senkrecht. Nur im südlichsten Fünftel treffen wir in der Mitte und im E noch Fallen nach NNW mit 85—60°. Bei Andermatt fehlt eine N fallende Zone; der S-Rand der Aargranite und die anschließenden Sedimente der Urserenzone stehen dort senkrecht. Im Vorderrheintal kann, wie im obersten Rhonetal, die N fallende Zone 1—5 km breit werden.

Die geometrische Senkrechte des Aar-M. liegt stets nahe oder ganz am S-Rande, der Fächer ist also größtenteils einseitig. Im allgemeinen steht die Schieferung in den nördlicheren Zonen und den höheren Teilen der Bergkämme und nahe dem Sedimentmantel etwas weniger steil und wechselvoller, in den Taltiefen steiler und gleichförmiger, im großen Ganzen isoklinal senkrecht bis steil SSE fallend (Tafel VII).

Im westlichen Teil des M. bildet sich strichweise ein deutlicher Fächer innerhalb der Serizitschieferzone aus, so z. B. zwischen Jungfrau und Aletschhorn. Mit dem Granitrücken unter dem Aletschhorn schließt derselbe ab, und südlich folgt bis ins Rhonetal isoklinales Fallen von ca. 70° SE. Im westlichen Viertel des Aar-M. scheint ganz nur isoklinales SE-Fallen zu bestehen.

Die Schieferung fällt in der Regel mit den Gesteinsgrenzen (der Schichtung im weitesten Sinne des Wortes) zusammen. Aber die Schieferung oder die Glimmerlage kann auch schief transversal zur Schichtung und überhaupt zu den Gesteinsgrenzen sich stellen. Außerdem kommen regionenweise im Aar-M. ausgezeichnete Klüftungen vor, die z. B. am Schreckhorngrat annähernd longitudinal streichen aber senkrecht zur Schieferung, also flach liegen, oder wie z. B. im W-Teil der S-Zone transversal und steil stehend sind. Gegen den Sedimentmantel hin kommen komplizierte und sehr schwierig auseinander zu lesende Kombinationen von in verschiedener Richtung verlaufenden Schichtungen, Schieferungen, Glimmerlagen, Klüftungen vor. Die Erscheinungen sind verwickelt und noch keineswegs allseitig beobachtet oder gar verstanden.

Auch die einzelnen Hauptgesteinszonen, in welche das Aar-M. zerfällt, verlaufen im Ganzen, abgesehen von vielen lokalen Abweichungen, wie die Schieferung und wie das ganze M., und gehen vom SW- bis zum NE-Ende, soweit die Entblößung vorhanden ist, durch. Eine größere Differenz zeigt sich zwischen Ostteil, Mitte und Westteil fast nur in den südlicheren Zonen. In schematischer Übersicht ist der zonale Bau des Aar-M. folgender (vergl. Tafel VI und VII):

| | | Westlicher- | Mittlerer- Teil des Aar-Massives | Östlicher- |
|---|---|---|---|---|
| Nordrand | | stark gefalteter, autochthoner Sedimentmantelrand, „Hochgebirgskalkkette" | | |
| Zonen des Aar-Massives | I. | Nördliche Gneis- und Granitzone (Erstarrungsgesteine) | | |
| | | Gasterngranit, Jungfraugneis, Schreckhorngneis | Innertkirchnergranit | Erstfeldergneis |
| | II. | Schieferzone | | |
| | | Metamorphe Sedimentgesteine und Eruptivgesteine, Mischgesteine (Sericitschiefer, Sericitgneise, Amphibolite usw.) | | |
| | III. | Aaregranitzone (Intrusiv-Granitisch) „Zentralgranit" | | |
| | | 1. Nördl. Aaregranit<br>2. Südl. Schieferzug<br>3. Glatte helle Sericitgneise<br>4. Südl. Granitzug mit z. T. basischeren Graniten (Baltschiedergranit) | Aaregranit und Gneisgranit | Aaregranite, Syenite und Puntaiglasgranit |
| | IV. | Südliche Gneiszone (komplexer Genese) | | |
| | | Augengneise, Sericitschiefer Amphibolite | Sericitgneis (Urserengneis) | verschiedene Gneise, Porphyr, Diorit |
| Südrand | | Penninisch-mesozoischer Schieferzug (Bündnerschiefer) angeschoben | Muldenzug von Urseren (halbe Gotthardmulde) angeschoben | primär angelagert: Disentiser Muldenzug; angeschoben: Tavetscher Zwischenmassiv mit Muldenzug von Garvera |

Es ist auffallend, daß trotz der großen Mannigfaltigkeit manche Gesteine, wie z. B. echte Muscovitglimmerschiefer, Biotitglimmerschiefer und granatreiche Gesteine, wie sie in andern alpinen Massiven so verbreitet sind, fast oder ganz fehlen.

### Zone I: Nördliche Gneise und Granite.

Durch Bedeckung mit Sedimentmantelbrücken oder Gletschern und durch etwas Wechsel im Gestein zerfällt die nördliche, 3—5 km breite Aar-M.-Zone in folgende Abschnitte von SW nach NE: a) Gasterngranit, b) Graue Gneise und Granite von Trachsellauenen, Jungfrau und Schreckhorn, c) Innertkirchnergranit (vom Urbachtal bis Wendenjoch), d) Erstfeldergneis um Erstfeld beiderseits des Reußtales.

a) Gasterngranit. Östlich unter dem Balmhorn sticht als NW-Ecke des Aar-M. ein Granitstock heraus, der den Rücken zwischen Rhone und Kander vom Lötschenpaß bis unter das Breithorn bildet und in den das Gasterntal eingegraben ist. Die Masse hat 10—15 km Länge und ca. 3,5—4 km Breite. Ihr Scheitel vom Lötschenpaß unter dem Petersgrat gegen ENE trägt bei 3100 m eine Decke von ausnahmsweise bis 30 m mächtiger Arkose und Trias-Quarzit, darauf Trias-Dolomit, worüber

sich dann die südlich folgende Schieferzone Nr. 2 des Aar-M. legt. An mehreren Stellen der Lötschtalseite kommt der Gasterngranit bei kleinem Gletscherstand zum Vorschein; gegen E wird seine Abgrenzung völlig durch Gletscher oder aufliegende Schiefer verdeckt.

Der Gasterngranit ist ein massiger, körniger Granitit mit Ausscheidungsreihenfolge: Biotit in sechsseitigen Blättchen, Plagioklas, Orthoklas, Quarz; Accessoria sind Hornblende und Pyrit. Er ist ein Tiefengestein, so echt und unverändert, wie selten in den Alpen. Der Orthoklas ist weiß oder rot, der Oligoklas grün. $SiO_2 = 67{,}5$ bis $69{,}7$ %. Gegen oben und an einzelnen Stellen kommen porphyrische Randfazies vor. An einer Stelle zeigt sich der Granit von Aplit und Pegmatitgängen durchschwärmt; die letzteren enthalten Pinit pseudomorph nach Cordierit, auch Pyroxen und Topas.

Die mikroskopische Untersuchung läßt aber auch im Gasterngranit Spuren von späterer Quetschung erkennen: Undulöse Auslöschung der Quarze, Sericitisierung der Plagioklase. Ein primärer Randkontakt des Gasterngranites ist nirgends entblößt. Gegen S zeigt er Übergänge in Granit- und Quarzporphyre, gegen N dagegen in quarzfreie Glimmer-Diorite.

Unter dem Kanderfirnabsturz, an einer Stelle, welche erst durch den gewaltigen Gletscherschwund der letzten zwei Jahrzehnte mehr und mehr entblößt worden ist, fand Truninger eine Zone großer Schollen einschlüsse im Gasterngranit mit prachtvoller CM: Schollen von Erstfelder- oder grauen Gneisen bis 20 m Durchmesser, Biotitschiefer, Sandsteine, Kalksilikatfelse (mit Granat, Vesuvian usw.) und Marmore mit Contactmineralien. Ähnliche Cm-Schollen sind auch im Lötschbergtunnel getroffen worden, ca. 250 m unter dem aus Gasterngranit bestehenden Brandhubel. Die Einschlüsse sind nach ihrem Alter nicht bestimmbar. Die ringsum den Gasterngranitstock einhüllende und oben überdeckende Arkose und Trias ist ohne jede CM geblieben; wohl aber enthält die Arkose eckige Stücke des Gasterngranites. An vielen Stellen ist der Kontakt des Granites mit dem überliegenden Sediment eine alpine Überschiebung, an andern eine Transgression. Der Gasterngranit ist also prätriasisch. Genaues läßt sich über sein Alter nicht bestimmen. Er wird von manchen als variscisch-carbonisch angesehen. Nach seiner Gestalt kann er eher zu den Batholithen im Sinne von Süß, als zu den Lakkolithen gerechnet werden.

b) „Graue Gneise" von Jungfrau bis Schreckhorn. Gegen E folgen, den Gasterngranit ablösend, graue bis grüne Gneise mit oft guter Paralleltextur und meistens 60—70° SSE Fall. Die Grenze des Gasterngranites gegen diese Gneise war früher ganz durch Gletscher verdeckt. Bei seinem letzten starken Rückzug hat der Tschingelgletscher eine Schlifffläche entblößt, an welcher Hugi 1914 das Absinken des Gasterngranites unter den grauen Gneis, unter Ausstrahlen von zahlreichen konkordanten Aplit- und Pegmatitgängen in den grauen Gneis hinauf, beobachten konnte. Der graue Gneis ist dem Erstfeldergneis ähnlich. Er ist im Kessel von Trachsellauenen (hinteres Lauterbrunnental) aufgeschlossen und setzt dann gegen E unter die Jungfrau fort. Er stellt sich aber auch im oberen Teile des Rothtales ein, bildet die Gipfel von Jungfrau, Mönch, Schreck- und S-Wetterhörnern, sowie die Kessel der Grindelwaldgletscher.

Das Gestein ist ein bald ausgezeichnet streifig geschieferter, stellenweise wieder mehr massiger Erstarrungsgneis (Orthogneis); die feinere Struktur ist granitisch. Biotit, Muscovit und Sericit kommen beisammen vor. An den Stellen der alpinen Verknetung (Jungfraukeil, Mettenberg, Gstellihorn usw.) wird er chloritisch, die Textur verworren, verwürgt, gefältelt, und chloritische Rutschflächen durchsetzen das Gestein.

Im Kessel des Lauterbrunnentales hat Hugi recht häufige, mannigfaltige und hoch-CM Scholleneinschlüsse bis zu 30 m Durchmesser von Marmor mit Eozoon-Struktur, Marmor mit Kalksilikaten, Glimmer und Hornblendeschiefern gefunden. Die Schollen sind oft wieder von Aplit- und Pegmatitgängen durchsetzt, und mit schlieriger Randfazies umgeben, bald eckig, bald angeschmolzen, zerrissen, und ihre Bruchstücke in fluidale Streifen verschleppt.

Der „Graue Jungfraugneis" ist also ein Granit, der in seiner Intrusion dem Gasterngranit vorangegangen ist und ihn gegen E ablöst. Seine Schieferung mag z. T. fluidale Erstarrungsschieferung sein. Sein primärer Kontakt besteht am S-Rande in einem bisher nicht entwirrten allmähligen Übergang in die Sericitschiefer (Zone II); der Kontakt am Sedimentmantel ist Triastransgression mit tertiärer Verfaltung oder Überschiebung. Bleiglanzführende Quarz- und Barytgänge im Gneis sind bei Trachsellauenen besonders 1782—1805 ausgebeutet worden.

c) Innertkirchnergranit. Ein ganz ähnliches Bild bietet der sich östlich anschließende Orthogneis von Innertkirchen an der Aare. Auch hier treffen wir nicht auf so vollkommen granitische Textur wie beim Gasterngranit; die Paralleltextur ist in der Regel gut ausgebildet; manchmal ist ausgezeichnete Fluidalfältelung vorhanden, manchmal die Textur aber ganz verworren und die steile Schieferung im Streichen sehr schwankend.

Das Gestein ist holokristallin mit Ausscheidungsfolge: Apatitsäulchen, Zirkon, Erze, dann Biotit mit Titanit, Plagioklas, Orthoklas, oft mikroperthitisch, Quarz mit in Reihen geordneten Flüssigkeitseinschlüssen. Accessoria sind Turmalin, Graphit, Pinnit, letztere wohl wie in Gastern und Lauterbrunnen durch Resorption von Sedimenten gebildet. Gänge von Aplit, Minette und andern Gesteinen sind spärlich. Die alpinen Pressungsfolgen sind stärker und allgemeiner zu beobachten als in Gastern. Das Gestein ist deshalb wie der graue Gneis bisher als Gneis kartiert worden. Mit dem zentralen Aaregranit ist er nicht zu verwechseln. Westlich und östlich, wie auch südlich gegen die Sericitschieferzone ist er nur verschwommen begrenzt.

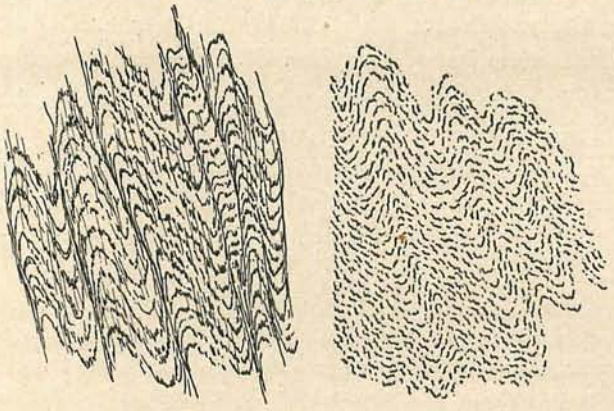
Sauer hat zuerst 1900 die ausgezeichnet Cm-Einschlüsse von Schollen anderer Gesteine, umrandet von porphyrischer oder aplitischer Fazies des Erstarrungsgneises bei Innertkirchen erkannt. Manche derselben zeigen starke Quetschungen und stets steil SSE fallende Schieferung. Marmore und Kalksilikate zeigen Mörtelstruktur; ursprünglich in abweichender Richtung gestellte geschieferte Gesteinsschollen sind gefältelt, zerknittert; Quarze zeigen undulöse Auslöschung; den Kontaktmineralien gesellt sich der Dm Sericit bei. Die CM sind also älter als die Alpenstauung, durch die sie nachher noch Dm verändert worden sind. Der längst bekannte weiße Marmor mit Serpentin von Urweid S Innertkirchen ist zu den altmetamorphen Einschlüssen zu rechnen.

Lotze beobachtete den Innerkirchnergneis auch im Kontakt am Gstellihorn und stellt hier ausdrücklich zum hundertsten Male fest, daß Baltzers Beobachtungen richtig sind: Der Orthogneis ist dort stark gepreßt, verworren bewegt; der Sedimentmantel ist nicht Cm, der Kontakt mit demselben nicht intrusiv, sondern alpin-mechanisch. Auch Hugi hat überall vergeblich die an den Einschlüssen so schönen CM auch am Sedimentmantel gesucht.

Beachtenswert, aber mit allem Vorbehalt zu geben, scheinen mir noch folgende Notizen: Am Wendenjoch SE unter der Titliswand soll der Innertkirchnergneis Bruchstücke von Erstfeldergneis

und von Carbonschiefer enthalten und das Carbon Cm verändert haben. Wenn sich dies bestätigt, so folgt daraus sein obercarbonisches oder permisches Intrusionsalter. Weiter ist zu beachten, daß dort Brocken von Erstfeldergneis die fast unveränderte primäre Paralleltextur des Gneises, in verschiedenen Richtungen gestellt, erkennen lassen. Schluß: die Paralleltextur des Erstfeldergneises ist älter als der Innertkirchnergranit und wahrscheinlich mehr als prätriadisch, wohl präcarbonisch, sogar ursprünglich. Außerdem wird berichtet, daß Erstfeldergneisgerölle im Carbon des Wendenjochs enthalten seien.

Die Ausbreitung des Innertkirchnergranites ist noch nicht genau bekannt. Im Haslital soll er eine 4,5 km, im Triftwassertal eine 3,5 km breite Zone einnehmen. Wo er den grauen Gneis der Hochgipfel ablöst, ist unsicher. Übergänge vermitteln, beide scheinen ein- und dasselbe zu sein. Der Innertkirchnergranit streicht durchs Gadmental unter den Wendengletscher und ins Engelbergertal hinüber. Auch seine Abgrenzung gegen den Erstfeldergneis, von dem er östlich abgelöst wird, ist nicht verfolgt worden. H. Morgenthaler (mündl. Mitteilung) unterscheidet im Gadmental eine nördliche Zone des Innertkirchnergesteines, die eine „Assimilationszone" sei, wo der Orthogneis oft von Resorptionen „vollgefressen" ist, und eine südlichere Injektionszone, die in ihrer Grundlage zu den Parageesteinen zu zählen wäre und gegen E in die südliche Grenzzone des Erstfeldergneises übergeht. Die Variationen sind mannigfaltig und unregelmäßig.



a b

Fig. 43. Fältelung an Orthogneisen.
a) Dm am festen Gestein entstanden. b) Primäre Fluidalfältelung.

d) Erstfeldergneis. Im Erstfeldergneisgebiet vom Sustenpaß bis über Erstfeld trifft man vor allem in auffallender Gleichmäßigkeit einen sehr schönen, körnig schuppigen Biotitgneis mit schwarzbraunen Glimmerblättchen, die eine ausgebildete Lagentextur erzeugen.

Daß der Erstfeldergneis selbst aus einem Sediment durch Kontaktwirkung von unterliegendem Granit als Mischgestein („Imbibitionsgneis und Injektionsgneis") entstanden sei (W. Staub), scheint mir, angesichts seiner granitischen Struktur, seines Chemismus und seiner auffallenden Gleichförmigkeit, undenkbar. Sauer, wie Königsberger und Lotze, die ihn ebenso mikroskopisch untersucht haben, vergleichen ihn mit dem Schapbacher Gneis des Schwarzwaldes und bezeichnen ihn gewiß richtig als einen Orthogneis. Die Ausscheidungsfolge entspricht einem normalen Granit. Mikroklin fehlt. Der $SiO_2$ Gehalt schwankt zwischen 64 und 70 %.

Spuren mechanischer Stauung fehlen nicht, sind aber viel zu gering, um die Schieferung diesem Vorgang zuzuschreiben. Vielmehr bleibt wie für den Jungfrau-Schreckhorn-Gneis kaum etwas anderes übrig, als an eine während der Erstarrung entstandene Paralleltextur, eine Art Fluidaltextur („Piezokristallisation") zu denken. In gleichem Sinne spricht auch die feine, krause Fältelung der Paralleltextur, die ich erst am Scheidnössli, dann in weiter Ausdehnung in den Umgebungen von

Erstfeld, W und E vom Talboden bis hoch hinauf, und später auch im Hintergrunde des Meientales, am Sustenpaß und im Gadmental fast überall im Erstfeldergneis gefunden habe und die auch Lotze hervorhebt (Fig. 43 u. 50).

Die Größenordnung dieser Fältchen liegt zwischen 1 und 5 dm. Oft sind sie enge gedrängt und steil gestellt, oft nehmen sie unregelmäßig wellige, gekräuselte Formen an; partienweise sind sie kaum angedeutet. Es ist unmöglich, einzelne Schichtchen weit durch die Faltung hindurch zu verfolgen; es handelt sich eben um fältelige Textur, nicht um gefaltete Schichtung. Die Fältchen streichen schwankend, im allgemeinen mehr gegen NE und NNE (hercynisch) als gegen ENE (alpin). Anscheinend handelt es sich hier um die Folgen einer Stauung im parallel texturierten, noch nicht ganz erstarrten Magma, nicht um eine am Festen vollzogene Dislokation. Den Gneis durchsetzende Pegmatitgänge sind nicht geschiefert und nicht gefältelt. Es fehlt auch jede von der Form der Fältchen abhängende Kataklase, wie Zerdrückung und Rutschflächen an den Faltenschenkeln, Clivage an den Umbiegungsstellen, obschon die weißen Quarzfeldspatstreifen zwischen den Biotithäutchen deutlich an den Umbiegungsstellen dicker sind, als an den Schenkeln, was ja auch bei Fluidalfältelung eintreten muß. Unsere bezüglichen Beobachtungen und Schlüsse stimmen mit denjenigen von Sauer und Lotze überein (Alb. u. Arn. Heim, Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich 1917).

Hie und da finden sich im Erstfeldergneis auch granitisch massige Partien. Er ist in manchen Abänderungen wieder dem grauen Schreckhorngneis ähnlich. Die allgemeine steil südlich fallende, zentralmassivische Plattung und Schieferung fällt nicht durchweg mit der fluidalen Textur zusammen, vielmehr schneidet sie oft die Fluidalfältelung und scheint vielfach bloß das Werk der alpinen Stauung zu sein.

Der Erstfeldergneis ist im Profil des Reußtales vom Bockitobel bis nahe Amsteg in einer Zone von 8—8,5 km Breite entblößt. Er ist indessen nicht das einzige Gestein dieser Zone. In untergeordneten Mengen finden sich darin eingelagert durchäderte Sedimentgneise mit stark metamorphen Merkmalen (Wollastonit), Amphibolite, dann pegmatitische und granat-aplitische Gänge, Gangstöcke von Granit und Quarzporphyr und Gänge von Minette (Lamprophyr). Der Erstfeldergneis bildet allmähliche Übergänge in die südlich anschließenden Sericitgneise. Im Meiental haben Lotze, sodann 1916 besonders Morgenthaler mit E. Hugi ganze Zonen von Cm-Einschlüssen von Marmoren und Kalksilikatfelsen teils im Erstfeldergneis, teils in der davon nicht scharf zu trennenden Zone der Sericitgneise gefunden; endlich hat Morgenthaler 1917 im Erstfeldergneis des Gornerentales eine prachtvolle Scholle von weißem, grobkörnigem Marmor, reich an feinen Graphitschüppchen und durchsetzt von radialstrahligen Gruppen weißer Wollastonitkristalle gebracht, was die Orthonatur des Erstfeldergneises beweist.

Zusammenfassung. Die nördliche Gneis- und Granitzone des Aar-M. (Zone I) besteht fast durchweg aus Orthogesteinen, aus granitischen Intrusivgesteinen, von denen Gastern und Innertkirchen ganz oder teilweise granitisch massigen Charakter behalten haben, während die damit abwechselnden meistens die noch in ihrer Entstehung unerklärte primäre Gneisschieferung aufweisen (Erstarrungsgneise). Einschmelzprodukte und jüngere Durchbrüche kommen nur sehr untergeordnet vor. Durch die ganze Zone sind die Folgen der tertiären DM fühlbar, aber im Vergleich zu den inneren Zonen auffallend schwach. Es ist dies verständlich, indem diese nördlichsten Teile der Massivschwelle selbst sich in einer relativen Schutzzone hinter dem Massivrücken befanden und nur noch denjenigen Teil des Andranges der penninischen Decken empfanden, der sich nicht schon in

Deformation der südlicheren Zonen des Aar-M. erschöpft hatte. An dieser Zone I erkennen wir zugleich die Geringfügigkeit hercynischer DM. Am N-Rand wird die Zone vorwiegend diskordant vom Sedimentmantel überdeckt; der S-Rand verschmilzt *in Zone* II. Die sämtlichen Gesteine der Zone I sind nachweisbar prätriasisch. Die Reihenfolge ihrer Intrusion ist anscheinend ein Fortschreiten von E nach W: 1. Erstfelder-, 2. Innertkirchner-Lauterbrunner-, 3. Gastern-Gestein.

### Zone II: Die Schieferzone (Sericitzone).

An die nördliche Gneis- und Granitzone legt sich südlich mit langsamen Übergängen und ganz verschwommener, bis auf 1 km unbestimmbarer Grenze die sehr komplexe Zone der Sericitschiefer und -Gneise, oder kurzweg die Schieferzone an. Ihre Schiefer streichen wie das ganze Massiv und fallen 50—80° SSE. Im W ist sie volle 8 km breit. Ihr gehört das ganze Lötschental an. Sie umschließt den Granitrücken des Bietschhornes. An Fiescher- und Grünhorn geht sie auf 3,5 km zusammen; im Finsteraarhorn erreicht sie wieder 6 km, im Haslital, am Sustenhorn und Fleckistock schwankt sie zwischen 2 und 4 km. Gegen E wie gegen W wird sie breiter: Bristenstock 4—5, unter dem Tödi 6 km. Im großen ganzen ist unverkennbar, daß die Schieferzone gegen S über die nächstanliegende Zone der Aaregranite ursprünglich eine Hülle gebildet hat, und daß die Hülle mit der Aargranitzone zum Teil in isoklinale Steilstellung gepreßt ist. In schmaleren Streifen wechseln beide manchmal miteinander ab. Die Schieferzonen erweitern sich gewöhnlich nach der Höhe in die Berggipfel hinauf und verengern sich nach den Taltiefen oder sie schwimmen abgetrennt frei auf Granit (Zone Steinlauenerhorn-Hühnertälihorn im Haslital). Granitabzweigungen dagegen keilen nach oben in den Schiefern aus (z. B. Mittagfluh SE Guttannen). An anderen Stellen geht die Schieferzone sogar als Brücke über die Granitkerne hinweg (Aletschhorn, Bristenstock) oder man sieht die Granitkerne unter die Schieferhülle hineintauchen (Granite des Abschwung und Escherhorn tauchen unter Finsteraar- und Scheuchzerhorn; der Bietschhorngranit taucht im oberen Jolital unter die Schiefer des Reichelhorn usw.). Einen umgekehrten Fall beobachtet man am Oberalpstock, dessen Granit die Schiefer des Etzlitales überdacht. Nur wo die Grenzflächen steil stehen, gehen sie mit der Schieferung parallel. Im anderen Falle stoßen die steilbleibenden Schiefer unter etwelcher Verkrümmung diskordant am Granitkontakt ab.

Die Schieferzone ist stark, oft sogar feinblättrig geschiefert. Die Bestandmineralien sind vorherrschend Quarz, Mikroklin, Oligoklas, Albit, Sericit, Chlorit, Hämatit, Hornblende, Granat, Epidot in nicht bestimmbarer Bildungsfolge. Die Mineralkörner haben zerquetschte, gestreckte Formen oder sind ganz zertrümmert, die Trümmerchen in Streifen verschleppt und von sericitischen Gleitflächen bis ins Feinste durchsetzt. Dies entspricht der Met. der oberen Zone (Grubenmann). Mineralien, welche für hohe Temperaturen bezeichnend wären, fehlen. Die Neubildungen betreffen besonders Gleitmineralien. Bald ist das Gestein ein Sericitquarzit, bald ein Sericitschiefer oder Sericitgneis mit Übergängen in verschiedenen Richtungen.

Anklänge an Sandstein- und Konglomeratstrukturen fehlen nicht. Vielfach sind den Sericitgesteinen mehr oder weniger linsenförmig andere basischere oder saurere Gesteine eingelagert, so Chloritschiefer, Amphibolite, Talkschiefer, verschwommene Relikte von Erstfeldergneis und verschiedene auch saure Eruptiva, nicht aber Aare-

granit. Manche dieser Einlagerungen halten selbst bei geringer Mächtigkeit weithin im Streichen aus oder bilden Reihen von Linsen. Sie scheinen oft von Lagergängen von Eruptiva abzustammen; Quergänge sind weniger häufig und schwierig zu erkennen. CM sind selten deutlich (Hornfelse und Chiastolithschiefer in Val Cavrein N Disentis); die tertiäre Quetschung hat sie vielfach verwischt. Nur ausnahmsweise stoßen Gesteinszonen schief aneinander ab; meist schmiegen sie sich aneinander an. In dieser beherrschenden Paralleltextur erkennen wir eine Folge der alpintertiären Stauung, die zugleich dieser Zone ihre letzte DM aufgeprägt hat.

W. Staub nimmt als Grundlage der Zone II ein altes Sedimentgestein an, das eine Menge von Injektionen und Assimilationen und nachher Pressung erfahren hat. Königsberger hält dafür, daß hier vor allem der Erstfeldergneis schmelzend in das alte Sedimentgestein eingedrungen sei und daraus den Sericitschiefer erzeugt habe. Sauer denkt sich im Gegenteil, daß die ganze Zone in der Hauptsache aus „dynamischer Verarbeitung von Erstfeldergneis zu Glimmerschiefern, Phylliten und Sericitgneisen in allen nur denkbaren Stadien" als eine großartige Quetschzone entstanden sei, und endlich wird zur Erklärung von anderen auch noch die CM durch den Zentralgranit herangezogen. Die Genese der Zone II ist also noch unabgeklärt. Sicher ist sie komplexer Natur. Schon Studer hat eine Äquivalenz mit den Casannaschiefern von Graubünden vermutet. Gewiß besteht sie auch mit den Casannaschiefern der penninischen Alpen. In diesem Falle würde der sedimentäre Grundstock dieser Gesteine paläozoisch, vorherrschend carbonisch sein.

Im Gegensatz zum allmählichen Übergang von Zone II in Zone I ist die S-Grenze bestimmt ausgesprochen, indem hier die gewöhnlich dunklen Schiefer an eine porphyrische oder aplitische Randfazies des hellen Zentralgranits oder direkt an den letzteren stoßen.

Am Aufbau der Sericitschieferzone nehmen noch weitere Einlagerungen Anteil, die teils sich deutlich herausheben, teils selbst ganz zu Sericitschiefer geworden sind.

Der Masse nach vorwiegend gehören hierzu die Quarzporphyre. Bald sind sie massig porphyrisch, bald schiefrig porphyrisch oder felsitisch dicht. Quetschung macht sie oft zu seidenglänzenden, papierdünnspaltbaren Sericitschiefern. Baltzer hatte sie „Feldspatschiefer" genannt. An manchen Stellen scheint ein großer Teil der Sericitschiefer gequetschter Quarzporphyr zu sein. Viele dieser Gesteine gehören vielleicht dem ins M. einbezogenen Permo-Carbon an (Bifertenalp, Porta a Spescha, Bristenstäfeli, S Kalchtal und Sustenpaß, Benzlauistock). Andere gehören zur intrusiven Randfazies des Aargranits, wieder andere sind mehr oder weniger selbständig. Wegen ihrer Schieferung sind sie früher alle nicht als Porphyre kartiert worden. Zu den Porphyrintrusionen der Zone II gehören auch der Windgällenporphyr mit seiner östlichen Fortsetzung bis über das Hüfiälpli und seiner südlichen Fortsetzung (?) am Tscharren im Maderanertal, sowie die Porphyroide im Sandalpkessel nördlich des Tödi.

Der Porphyr der Windgälle ist wohl das prachtvollste Vorkommen dieser Art. Lusser hat ihn zuerst entdeckt. Studer bezeichnet ihn noch 1853 als ein in der ganzen Zone der Nordalpen vereinzelt stehendes Vorkommen. Seine Stellung im Gebirgsbau ist dann von Alb. Heim („Mechanismus") zuerst näher untersucht worden. C. Schmidt hat ihn mikroskopisch geprüft („Neues Jahrbuch" 1886) und W. Staub („Beiträge" n. F. Lfg. 32) noch manches ergänzt. Ein gewaltiger, völlig massiger, partienweise ungequetschter Porphyrstock mit hie und da schöner, säulenförmiger Absonderung erfüllt den Gewölbekern der nach N überliegenden Windgällenfalte (Fig. 2). Er bildet in einer Abänderung mit tiefroter Grundmasse voll weißer Feldspatkristalle den

Grat zwischen der großen und kleinen Windgälle und den Gipfel der letzteren. In den Randteilen gegen die carbonischen und mesozoischen Schichten geht er in einen hellgrauen Felsit über mit kleinen roten Orthoklas- und glasigen Quarzeinsprenglingen. Die dichte Grundmasse ohne Glasbasis hat ausgezeichnete, auf Anwitterungsfläche direkt sichtbare Fluidaltextur. Gegen E folgen mehr und mehr hellgraugrüne sericitisierte, schiefrige Abänderungen („Alpnoverplatten"), die alle deutlich mechanische Lamination besitzen. Sie liegen parallel dem Mittelschenkel der Windgällenfalte, dem sie angehören, mit ca. 20° SSE-Fallen auf; erst südlicher, gegen das Maderanertal, biegen sie steil zentralmassivisch zur Tiefe. Hier sei auf S. 6 u. 7 verwiesen. Der Windgällenporphyr gehört zum Zentral-M. und fällt als eine Besonderheit nur dadurch auf, daß er teilweise noch ganz massige Textur und Erstarrungsabsonderung bewahrt hat. Er ist hier teils durch seine hohe Festigkeit, wohl aber noch mehr durch seine glückliche Lage im Gewölbekern der nach außen ausgebogenen Windgällenfalte der alpinen Lamination teilweise entgangen (Excursion Maderanertal zwischen Windgällen I).

Den Felsitporphyren schließen sich die Granitporphyre an. Auch diese sind manchmal ganz in Sericitschiefer umgewandelt.

Ziemlich spärlich und unregelmäßig verteilt in der Schieferzone des Aar-M. finden sich Pegmatitgänge. O. Fischer traf sie besonders in den Amphiboliten und Sericitschiefern des Sustengebietes. Ihre Feldspäte können bis 1 dm groß werden. Auch die Aplitgänge sind in der Sericitschieferzone östlich der Reuß nicht häufig. Ein 1 m dicker Gang von Aplit streicht nahe durch den Gipfel des Bristenstock. Im Limmernboden fand ich sie zahlreich. Am häufigsten notiert man sie in den Amphiboliten, von denen sie sich eben am auffallendsten abheben.

Eine zweite große Gruppe von mehr basischen Eruptiva bilden gestreckte Gänge oder linsenförmige Stöcke in der Schieferzone. Ihnen entstammen die vielen „Amphibolite" i. w. S., die Hornblendeschiefer. Erkenntlich an nicht allzu stark umgewandelten Relikten sind: Dioritporphyrite, Hornblendedioritporphyrite, Diabaslagergänge, Syenit- und Dioritstöcke, Labrador-Augit-Porphyrite, Hornblendeminette, Gabbro, letzterer z. B. S Golzernsee im Maderanertal.

Im östlichen Teile des Aar-M. finden sich die Amphibolitgesteine in Linsen und Streifen zerteilt durch die ganze Zone der Sericitgesteine. Im Finsteraarhorn häufen sie sich gewaltig an und erstrecken sich von da in mehreren Zonen gegen SW durch Großgrünhorn, Aletschhorn, und längs der südlichen Oberkante des Lötschentales, bis sie am Meiggengrat unter den Sedimentmantel treten. Hier im Westteil scheiden sich die Gesteine der Schieferzone in einen nördlichen Strich der Sericitgesteine und einen südlichen, reich an Amphiboliten (Sericit- und Amphibolitzone) (Tafel VI und VII).

In der Zone II, nahe dem Rand gegen die Amphibolite, eingeschlossen in sericitischen und chloritischen Schiefern, streichen auf ca. 5 km Länge Lagergänge und Linsen von Quarz und Baryt, mit silberhaltigem Bleiglanz und Zinkblende. An verschiedenen Stellen, besonders am Roterberg E über Goppenstein ist darin Bergbau mit schwankendem Erfolg bei 1310 bis auf 2050 m Höhe getrieben worden.

Besonders charakteristische basische Gesteine sind:

„Dioritaplitisches Schollengestein" (Königsberger), „Injektionsamphibolit" (Fischer).

Dunkle, hornblendereiche Knollen oder eckige Brocken von grünschwarzem Amphibolit werden umflossen von weißen aplitischen oder dunkleren hornblendereichen Schlieren. Das Gestein soll hauptsächlich den Randpartien der Amphibolite angehören. Sein Bau ist fast ganz primär. Wir fanden es in der Sericitschieferzone in langen Zügen. So läßt sich ein Zug dieser weiß und dunkel-

grün gebänderten Amphibolite verfolgen vom Finsteraarhorn durch Gauligletscher, Hühnertälihorn, Stampfhorn, S Trifthütte, hinter Sustenhorn (Moränen des Steingletschers!) nahe Fernigen, Geißberg, Stockalp am Bristenstock, Fruttstock. Das ist eine 55 km lange Kette steilgestellter Linsen von oft nur 10 – 200 m Breite. Das gleiche auffällige Gestein kommt noch in mehreren Parallelzügen vor. Es erscheint in dem Felsriegel, bis auf welchen 1855 noch der Hüfigletscher reichte, und sticht unter Gletschern und Sedimenten durch, bis es im Hintergrund der Untersandalp wieder sichtbar wird. Am S-Rande unserer Schieferzone kenne ich es bei Alp Gliems quer durch Val Rusein streichend. Daß es sich so unverändert in seiner eigentümlichen Struktur im Aar-M. erhalten hat, verdankt es der den Dioriten und Apliten oft eigenen enormen Festigkeit und der Umhüllung mit schon ursprünglich viel plastischeren Gesteinen. Auch in Zone IV erscheint es wieder.

Ein an mannigfaltigen Amphibolgesteinen reicher Zug im Aar-M. streicht dem S-Rande des Maderanertales entlang und reicht durch den Düssistock und den Kleintödi bis in den Sandalpkessel. Königsberger fand am Bristenstock den Amphibolit von Granitporphyr-Apophysen durchsetzt und in Schollen im Granitporphyr eingeschlossen.

Die Zonen der Amphibolite in den Sericitschiefern sind an vielen Stellen von weißen Aplitgängen, hie und da auch von Pegmatitgängen durchschwärmt, deren Zusammenhang mit den Granitstöcken meistens verborgen ist, falls wir uns nicht gerade am Rande des Zentralgranits befinden. In den schwarzgrünen Amphiboliten erscheinen oft völlige Netze von weißen Aplitgängen. Nach O. Fischer sieht man solche am Stampfhorn und S des Kilchlistock (bei Guttannen), Triftstöckli, ob Trifthütte, beiderseits im obersten Teil des Kehlefirn, am Hinter-Sustenhorn und Fleckistock. Fellenberg erwähnt ihrer vom Hugisattel am Finsteraarhorn und vom Lauterbrunnerbreithorn, Arn. Escher vom Piz Gliems, Alb. Heim hat sie vom Gebiete des Piz Giuf und aus dem Puntaiglasgebiete beschrieben. Gute photographische Abbildungen gibt Fr. Weber („Beiträge" n. F. Lfg. 14 1904).

Weiter sind bemerkenswert Serpentine und Giltsteine (Topfsteine, Lavezsteine, pierre ollaire, Ofensteine). Die meisten derselben scheinen aus Olivin-Noriten und Peridotiten durch wenigstens dreimalige Met. hervorgegangen zu sein.

Serpentine in der Zone der Sericitschiefer sind von Fellenberg im Lötschental gefunden worden, und zwar unfern SW Goppenstein (S Ausgang Lötschbergtunnel), E Goppenstein am Reichelhorn, hoch SE über Wyler am Schwarzhorn und am Jägigletscher; ferner am Grünenhorn zwischen Oberaar- und Unteraargletscher. Giltstein wurde früher unweit Guttannen gebrochen. Fischer fand Serpentin am Schollauiberg im Haslital, Thältistock am Triftgletscher und E Sustenjoch. Diese Massen sind alle von sehr beschränkter Ausdehnung. Königsberger verzeichnet in seiner Karte „Serpentin oder Giltstein" als Umwandlungsprodukte basischer Eruptiva am Bristenstock, und zwar an der W-Seite im Trifttal, an der E-Seite in vier parallelen schmalen Zügen vom Bristengrat bis quer über das Etzlital hinüber. Hier im Etzlital sind längst Ofensteine zeitweise ausgebeutet worden. Weiter östlich sind im Aar-M. keine Serpentine mehr, und Giltsteine nur noch aus Val Cavrein bekannt. Königsberger hat die Giltsteine des Etzlitales als ein fasriges Gemenge von Chlorit, Talk und Tremolith mit akzessorisch Antigorit, Muskovit, Magnetit, Pyrit und Breunerit gefunden. Andere Giltsteine enthalten Serpentin.

Trotz der vielen Eruptivgesteine in der Zone der Sericitschiefer und Gneise sind gut erkenntliche CM nicht leicht zu beobachten. Indessen kennt man doch hie und da deutliche Hornfelse und Wollastonitgesteine. Südlich Erstfeld hat W. Staub Augithornfels längs eines Aplitganges gesehen. Am Kreuzlipaß kommt eine Marmorlinse mit Kalksilikatnestern vor. Die DM hat viel derartiges verwischt. W. Staub glaubt im Reußgebiet die Altersfolge wie folgt feststellen zu können: 1. Sedimentgneise, 2. Derivate basischer Eruptiva, 3. Granitisch-aplitische Intrusionsgesteine mit Injektions- und Kontakterscheinungen, 4. Quarzporphyrgänge und -stöcke.

## Zone III: Aaregranite (Zentralgranite).

Früher hat man den Granit aller nördlicheren Zentral-M. als „Alpengranit" oder mit dem stolzen Namen „Protogin" bezeichnet. Als charakteristische Merkmale galten: undeutliche Ausbildung, oft Armut an Glimmer, Stellvertreter für Glimmer „Talk und Chlorit", mehr oder weniger Schieferung und Plattung. Der vermeintliche Talk ist später als Sericit erkannt worden; die schlechte Ausbildung der Glimmer beruht meistens auf Quetschung. Der Name Protogin hat keinen Halt mehr, seitdem der Alpengranit als jüngere Intrusivmasse in älteren Gesteinen erkannt worden ist. Baltzer, Fellenberg und zum Teil Alb. Heim haben sich viel Mühe gegeben, im Granit des Aar- und Gotthard-M. nach Struktur, Textur und Absonderung Glieder zu unterscheiden, die etwa als erste Erstarrungsrinde der Erde von intrusivem Granit usw. getrennt werden könnten und die einen inneren Bau auch der Granitzone des Aar-M. erkennen ließen. Sie sind schließlich zu dem Resultat gekommen, daß trotz vielfachem Wechsel die Masse doch eine einheitliche Intrusion bildet, in welcher die Differenzierungen alle durch Übergänge verbunden und zum größten Teil sekundärer Art sind. Für unsere Betrachtung rechnen wir auch die syenitischen Gesteinszüge des östlichen Teiles dazu, indem diese im Massiv die gleiche Rolle spielen wie die Granite, wenn sie auch in der Intrusion vorangegangen sein mögen.

Der Aaregranit oder „Alpengranit" ist hellfarbig und mittel- bis grobkörnig. Er besteht aus Biotit, Oligoklas-Andesin, Orthoklas, Mikroklin, Mikroperthit, Quarz. Akzessorisch tritt darin auf: Apatit, Zirkon, Fluorit, Sphen, Rutil; sekundär (z. T. Dm): Chlorit, Muskovit, Sericit, Calcit, Sillimanit, Allanit, Epidot, Titaneisen. Der Aaregranit ist sehr sauer; er enthält 72—77% $SiO_2$, $3^1/_2$—$4^1/_2$% Kali, gehört aber doch noch zur Kalk-Alkali-Reihe, was besonders durch seine Verbindung mit quarzdioritischen Spaltungsprodukten und Randfazies erwiesen wird, die bei den wirklichen Kaligraniten nicht möglich wären. Er variert hundertfältig von der schön granitischen Ausbildung bis zum schiefrigen Gneis, der von Sericitrutschflächen durchsetzt ist und manchmal Feldspat-Augengneistextur annimmt. Aplitische Fazies begleiten den Nordrand.

Schon hier sei auf die Verwandtschaft aller „Alpengranite" hingewiesen. Aare-, Gotthard-, Mt. Blanc-Granite sind aus annähernd gleichem saurem, natriumreichem, kalkarmem Magma erstarrt. Mittelwerte einer Anzahl von Analysen ergeben nach C. Schmidt folgende Zahlen:

| | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | CaO | $K_2O$ | $Na_2O$ |
|---|---|---|---|---|---|
| Aarmassiv . . | 73 % | 14 % | 1,3 % | 4,5 % | 3,5 % |
| Gotthardmassiv | 72 % | 16,5 % | 1,2 % | 3,4 % | 4,2 % |
| Mt. Blanc . . | 71 % | 15 % | 1,9 % | 4,5 % | 4 % |

Der Quarz des Aaregranits, der sprödeste seiner Bestandeile, ist meistens in kleine Körner zerdrückt, die in Häufchen oder Schlieren beisammenliegen und in den einzelnen Körnern gegeneinander verstellt, oft auch in die Risse der Feldspäte hineingepreßt sind. Früher wurde dieser sandigkörnige Trümmerquarz für Sandsteinrelikt gehalten und der Aaregranit als Rm-Sandstein gedeutet. Die Orthoklase sind vielfach in ihre Druckfazies (Mikroklin) umgewandelt. Die Zwillingslamellen der Plagioklase sind oft wellig verbogen und sogar zerknittert. Die Feldspäte sind umrindet oder durchsetzt von Sericitschüppchen. Es gibt Abänderungen des Aaregranits, wo der größte Teil der Feldspäte zu linsenförmigen Aggregaten von Sericit, Muskovit, Epidot, Sillimanit und Zoisit zerdrückt sind und das ganze Gestein zu einem flaserig gequetschten Gemenge von diesen Mineralien mit Quarzkörnchen und Chlorit geworden ist. Manchmal sind die Feldspäte auch saussuritisiert. Der

Biotit bildet keine schönen sechsseitigen Tafeln mehr wie im Gasterngranit; seine Blättchen sind oft ganz verdreht, gefältelt, verstaucht und auch in fluidalähnliche Streifen und Häufchen zerrissen und zwischen die hellen Mineralien als Füllschichten geordnet. Der Biotit ist dabei sehr oft zum großen Teil chloritisiert. Die Linearstreckung des Gesteins ist oft wunderschön ausgebildet (z. B. Ruhstein und Nägelisgrätli am Rhonegletscher). Hie und da ist das Gestein fast massig (Teufelsbrücke—Urnerloch) oder es ist in flache mächtige Bänke abgesondert (Wassen, Hinterstock Haslital, Folge von Denudationsentspannung?). Sehr oft durchqueren ebene, fast senkrechte Kluftflächen S—N streichend (alpine Druckklüftung) den Granit (Oberhasli). Viele Aaregranite haben durch die Kataklase starke Verminderung der Druckfestigkeit erlitten. Selbst in den massigsten Aargraniten ist die allgemeine alpine Druckschieferung des Zentral-M. wenigstens durch etwas leichtere Spaltbarkeit angedeutet. Meistens erkennt man sie auf den ersten Blick. Sie zeigt sich zugleich in doppelter Art: Im Kleinen durch die mehr oder weniger starke Parallelstellung, Streifen- oder Linsengestalt der Mineralkörner; im Großen durch ungefähr in Fallrichtung gestreifte ebene, aus Bewegung hervorgegangene, sericit- und chloritüberzogene Absonderungsflächen, die bald spärlicher, bald dicht gestellt sind. Stark druckschiefriger Aaregranit wird zum Sericit-Granit-Gneis.

Daß eine Granitmasse von 8 km Dicke durch und durch die gleiche steilgestellte Druckschieferung mit DM aufweist, ist für meine Vorstellung eine ebenso großartige Folge des Horizontaldruckes, als die Deckfalten es sind. Die Umformung von Mineralkorn zu Mineralkorn, oft von Molekül zu Molekül, durch die ganze ungeheuere Gesteinsmasse hindurch — diese Überwindung innerer Festigkeit und sogar innerer Kristall- und Molekularstruktur — ist eine größere Leistung, als einen Gebirgsteil ohne innere Umformung über andere hinauszuschieben.

Die genannten Erscheinungen sind derart, wie sie nur am schon erstarrten Gestein sich ausbilden konnten. Sie zeigen wiederum, daß die Intrusion des Aaregranits älter ist als die Alpenstauung.

Die Aaregranitzone hat an der Grimsel bis über die Reuß 8—9 km Breite. Von der Reuß gegen E nimmt sie ab und taucht, oben horizontal abgeschnitten und noch 2 km breit, am Puntaiglasgletscher unter den Sedimentmantel. Gegen W teilt sich die Zone der Aaregranite. Ihr nördlicher Zweig wird im Finsteraar- und Oberaarhorn von der Sericitschieferhülle mit ihren Amphibolitschiefern überbrückt. Allein die Amphibolitbrücke des Finsteraarhorn hält nur auf 7 km im Streichen an. Dann taucht am Kamm (nördlichstes Walliser Fiescherhorn) der Granit wieder auf als ein gegen SW streichender Rücken von 28 km Länge und höchstens 3 km Breite, der nur 500 m weit im Aletschhorn nochmals überbrückt wird. Er bildet das Aletschhorn (4198 m) in seiner Hauptmasse, sodann in mittel- bis feinkörniger Ausbildung Thorberg, Nesthorn (3820 m) und Bietschhorn (3953 m). Dieser nördliche Rücken von Aargranit bleibt durch eine südlich anliegende Sericitschiefer- und Sericitgneiszone vom südlichen Zweig der Aaregranite getrennt. Am SW-Ende der Bietschhornzone vereinigen sich diese Sericitschiefer mit denjenigen des Lötschentales, das linsenförmige Ende des Granits umhüllend. Der eigentliche Grimselgranit streicht als südlichere Granitzone durch den Fiescher- und Aletschgletscher. An der W-Seite des Gredetschertales wird er von einem weniger sauren Granit, dem Baltschiedergranit (v. Swiderski) abgelöst. Aplitgänge, vom Aargranit

ausstrahlend, durchsetzen den Baltschiedergranit. Erst bei Gampel rechtsseitig der Lonza taucht der letztere unter die Jurasedimente (Tafel VI u. VII Profil 16—18).

Im großen und ganzen verlaufen die Grenzen der Granitzonen wiederum parallel mit dem Streichen der beidseitig sich anlehnenden kristallinen Schiefer. Auch in der Granitzone erstrecken sich die Gesteinsabänderungen meistens harmonisch zonen- oder linsenförmig, und ihre Längserstreckung ist immer sehr groß im Vergleich zu ihrer Breite. Sie bilden weniger Stöcke als steilgestellte Zonen, Linsen oder Lager (Laccolithe?). Allein diese Konkordanz ist nicht ohne Ausnahmen.

Schon die kartographischen Darstellungen bringen oft ein schiefes Anschneiden oder ein Abstoßen der Zonen aneinander zum Ausdruck. So greift die Granitmasse des Oberalpstockes als eine Halbinsel nördlich über die Schieferzone hinaus. Ihre gegen W und E gekehrten Quergrenzen sind als mächtige Injektionen in die Schiefer hineinverzahnt. Auch die Amphibolitstreifen schneiden am Granit ab. Ähnlich gestaltet sich die ESE laufende Grenze des Granits von Gurtnellen über Bristenstock zum Hintergrund des Etzlitales, die zugleich eine starke Verschmälerung der Granitzone gegen E bedeutet. Ähnliches findet sich am Winterberg (Göschenertal) und südlich Guttannen, und noch auffallender am Scheuchzer- und Aletschhorn (Taf. VII).

Der Kontakt des Aaregranits gegen die Schieferzone ist zuerst von v. Fellenberg als Eruptivkontakt erkannt, dann von Baltzer, Fr. Weber, Königsberger und vielen andern bestätigt worden. Die charakteristischen Erscheinungen sind folgende:

a) Glimmer- und hornblendefreie, aplitische oder granitporphyrische und porphyrische Randfazies mit Übergängen von der rein massigen in die fluidalen Texturen.

b) Zackige Ausläufer des Granits greifen gangförmig in die Schiefer. Solche Stellen sind beschrieben von unter dem Aletschhorngipfel, den Fußhörnern, der Grünhornlücke, Oberaletschgletscher; am Unteraargletscher: an der Mieselen, dem Abschwung, Escherhorn und Lauteraarhorn; im Hintergrund des Jolitales usw. Ähnliches, indessen weniger prägnant, kommt auch am S-Rand der Granitzone vor.

c) Der Granitrand verläuft größtenteils annähernd parallel den Schiefern, teils aber schief oder quer die Schiefer abschneidend; letzteres nach Königsberger auf ca. $^1/_5$ der Kontaktlinie. An einzelnen Stellen dieser Art (Oberalp- und Bristenstock) greifen granitporphyrische und aplitische Apophysen als Lagergänge bis 1000 m weit in die Schiefer hinein und erzeugen erkenntliche CM.

d) Der Aaregranit enthält an vielen Stellen in den Randregionen Schollen von Glimmerschiefern, Amphiboliten, Sericitgneisen und Gneisen eingeschlossen, z. B. sehr schön an der östlichen Zacke des Oberalpstock u. a.

Einige Beobachter leiten einen großen Teil der Ausbildung der Sericitschieferzone aus CM durch den Aaregranit ab. Sie mögen in beschränktem Maße recht haben. Am Kontakt findet man in der Schieferzone hie und da fleckigen Feldspatschiefer mit Biotitanhäufungen und mit Sillimanit. Nur selten sind Hornfelse entwickelt; manche Sericitschiefer enthalten Zoisit, Orthit, Titanit, Magnetit, Eisenglanz, Ilmenit, Sillimanit, Graphit und Calcit. Indessen sind die verquetschten Eruptiva der Sericitschieferzone selbst so reichlich und mannigfaltig, daß, wo es sich nicht um einen ausgeprägten Kontaktrand handelt, niemand feststellen kann, was vom einen und was vom andern Intrusivgestein herrührt, zumal die nachherige DM allerlei Differenzen verwischt und Gesteinspartien aneinander verschleppt hat. Jedenfalls ist das Bezeichnende von Zone II die Schieferung und der Sericitreichtum, nicht die CM.

Zum Aaregranit sind als randfazielle Ausläufer die Granitporphyre und größtenteils auch die Aplite zu rechnen.

Die Aplitgänge, die in verschiedenen Richtungen oft als ein völliges Netz die Schiefer und besonders die Amphibolite der Kontaktzonen durchschwärmen, mögen einem letzten Magmanachschub entsprechen, denn sie finden sich sowohl als deutliche Ausläufer des Granits, wie auch massenhaft im Granit selbst. Es gibt Gebiete, wo die oft schneeweißen Aplitgänge ein großartiges Bild magmatischer Durchdringung bieten. Sie treten auf in Adern von wenigen Millimetern Dicke, am häufigsten in Gängen von 10—50 cm, aber auch von mehreren bis zu 10 m Mächtigkeit. Oft sind die Aplitgänge randlich fluidal. (Betreffend Aplitgänge im dunkeln Schiefer vergl. S. 137.) Einige Analysen von Aplitgängen im Aar-M. ergeben 73—78% $SiO_2$, Kali und Natron je gegen 4%, $Al_2O_3$ um 10%.

Pegmatitgänge im Aaregranit sind selten, Gänge basischer Art etwas häufiger. In der Schöllenen setzt ein „Glimmerschiefergang" durch den Granit, der ein metamorpher Lamprophyrgang ist; an anderen Stellen folgen Schwärme ähnlicher oder auch amphibolitischer Gänge. Man kennt sie von der N-Seite des Urserentales und vom Galenstock. Zahlreiche Lamprophyrgänge von 1 dm bis 6 m, 70—80° S-Fall finden sich in der Umgebung vom Grimsel-Hospiz; meistens sind sie Lagergänge oder sie verlaufen nur wenig schief, ganz spitzwinklig zur Granitschieferung.

Aarmassiv-Syenite. Eine auffallende und schöne Abwechslung in der Zone des Aaregranits bilden die Syenite und Syenitgranite im östlichen Teil des Massives. Arnold Escher hatte den Granit von Val Puntaiglas bewundert und in erratischen Blöcken verfolgt. Theobald hat seine weitere Ausdehnung kartiert. Alb. Heim ist der westlichen Fortsetzung nachgegangen und hat analoge, noch ausgesprochener syenitische Gesteine am Piz Giuf gefunden. Diese letzteren Funde gaben dann Veranlassung zu der Monographie von Fr. Weber über die Kalisyenite des Piz Giuf.

Von W her nehmen die syenitischen Gesteine ihren Anfang anscheinend an der Grimsel mit syenitischem Granit nördlich der Paßhöhe. Ein schmaler Streifen Syenit kreuzt die Schöllenen. Gegen E häufen sie sich in einer Art, wie sie westlich nirgends vorkommen. Der Hauptsyenitzug setzt östlich der Reuß am Rienzergrat ein. Nach Fr. Weber bildet er ein normales, linsenförmiges Glied des Massives, eingelagert im Aaregranit. Ich selbst habe gefunden, daß diese Linse von Syenit in ihren höchsten verbreiterten Teilen sich stark über den Granit am Piz Giuf nördlich und am Mutsch südlich hinauslegt (Tafel VII Pr. 6). Nach Königsberger soll er am S-Rande noch von einem Streifen von Paragneisen begleitet sein. Die Syenitlinse ist vom Rienzergrat bis an den Piz Aul ca. 13 km lang. Sie ladet oben am Piz Giuf, die Wasserscheide von Reuß und Rhein bildend, zu einer größten Breite von 1100 m aus.

Für den Kalisyenit vom Piz Giuf gibt Fr. Weber die folgende Reihenfolge der Ausscheidung der wesentlichen und akzessorischen Bestandteile: Idiomorph: Oxydische Eisenerze, Zirkon, Apatit, Titanit, Orthit; hypidiomorph: Biotit, Hornblende, Andesin, saurer Oligoklas, Mikroklinmikroperthit; allotriomorph: Mikroklin, Mikroperthit, Orthoklas, Quarz. Er berechnet in dem Gestein 67% Feldspäte überhaupt, davon 50% Mikroklinmikroperthit, ferner 15% Hornblende, 10% Biotit, 5% Quarz. Der Gehalt an $SiO_2$ beträgt ca. 60%. Die Ganggefolgschaft dieser Syenite und Syenitgranite ist mannigfaltig. Das prachtvolle Gestein enthält in schwarzgrünem Gemenge von Hornblende und Biotit große weiße Feldspäte und glänzende Titanite. Titanite und Orthite sind von pleochroitischen Höfen umgeben (Radiumgehalt).

Auch der Syenit wie der Granit ist von Lamprophyrgängen durchsetzt, und Syenitschollen sind im Lamprophyr eingeschlossen. Die Aplitgänge durchschwärmen den Syenit massenhaft, und sie durchsetzen auch die Lamprophyrgänge in demselben (Fig. 46). Hie und da beobachtete Weber, daß die der Syenitschieferung konkordanten Aplitgänge die querlaufenden durchsetzen und verwerfen. Im hellen Aaregranit finden sich stellenweise zahlreiche Schollen von Syenit eingeschlossen. Aber es gibt auch dioritische Gänge, z. B. über dem Lautersee an der Oberalp, welche durch den Aaregranit gehen. Die Reihenfolge der Intrusionen ist also in dieser Gegend: Syenit, Lamprophyr, Granit, Granitporphyre und Kersantite, Dioritporphyrite und Aplite; zuletzt, als weitest differenzierte Reste des im Ganzen granitodioritischen Stamm-Magmas, folgen die Spessartite und die sauersten Aplite.

Weiter östlich folgen im fortgesetzten Streichen Amphibolite in Val Cavardiras, dioritaplitisches Schollengestein in Val Rusein und ein wundervoller massiger, dunkler Titanitsyenit zwischen Val Gliems und Puntaiglasgletscher. Die Beziehungen all dieser verschiedenen Gesteine sind noch nicht allseitig klargelegt. Linsen keilen nicht nur in der Längsrichtung, sondern auch nach unten oder oben aus. Die mächtigste granitsyenitische Masse ist der „Puntaiglasgranit", das schönste Gestein des Aar-Massives! (Sockel des Arnold Escher-Denkmals, Geol. Inst. Zürich).

Auf 18 km Länge ist der Puntaiglasgranit mit stets steil S fallender bis senkrechter Plattung in einer etwas südlicheren Zone als der Giuf-Syenit durch Val Rusein, La Gonda, Val Puntaiglas bis Val Frisal entwickelt und entblöst. Beidseitig des Endes vom Puntaiglasgletscher gewinnt er mit 2 km seine größte Zonenbreite (Tafel VII Profil 2). Große Tafeln von weißen Orthoklaszwillingen in einem Gemenge von grünschwarzer Hornblende, braunem Biotit, weißem Oligoklas und spärlich grauem Quarz mit zahlreichen kleinen, strohgelben bis braunen, diamantglänzenden Titanitkristallen setzen makroskopisch das Gestein zusammen. Die chemische Analyse (Laura Hezner) ergab: $SiO_2$ 66,08, $TiO_2$ 1,29, $Al_2O_3$ 11,63, $Fe_2O_3$ 1,44, FeO 2,94, MgO 2,56, CaO 3,33, $Na_2O$ 3,36, $K_2O$ 5,29, $H_2O$ 0,92, $P_2O_5$ 0,83 = 2,70.

Die Schieferung ist nur strichweise deutlich. Wie beim Syenit vom Piz Giuf zeigen die großen Orthoklastafeln eine mehr oder weniger deutliche Parallelordnung im Streichen und Fallen der Plattung auch da, wo das Gestein fast ganz massig ist. Da der Puntaiglasgranit im Ganzen sehr wenig druckmetamorph ist, mag es sich dabei um primäre Parallellagerung der Feldspattafeln handeln. Die Holokristallinität ist gut erhalten. Das Gestein ist in seiner weiten Ausdehnung auffallend gleichförmig ausgebildet, so daß hier die tonalitische Art keineswegs von endogener Met. abgeleitet werden kann. Es muß ein mächtiges einheitliches Magma gewesen sein!

Auch der Puntaiglasgranit ist massenhaft von Aplitgängen durchzogen; ein typischer Eruptivkontakt an anderen Gesteinen ist nirgends gefunden worden.

Östlich vom Aclettagrat am Piz Gliems bis gegen Val Puntaiglas nimmt der den syenitischen Gesteinen anliegende oder zwischenliegende Granitzug vollständig massige, ganz an den Gasterngranit und Bietschhorngranit erinnernde Ausbildung an.

Durchgreifend und auffallend ist bei allen diesen syenitischen Gesteinen der Granitzone vom Rienzergrat bis Puntaiglas, Val Frisal und Limmernboden der hohe Gehalt an Titanit, der andererseits den amphibolitischen Einlagerungen der Sericitschieferzone meistens fehlt. Überall entdeckt das freie Auge die diamantglänzenden, braungelben Titanitkriställchen (Grothit „briefkuvertförmig").

Auch die Syenite zeigen Stauungsmetamorphose, aber unregelmäßiger und schwächer als die Granite. Die Puntaiglasgranite fand ich nur im Limmernboden stark gequetscht, druckschieferig kataklastisch, sericitisch und chloritisch.

Es gibt Gänge, denen man fast nichts von Stauung ansieht, während gleiche Gänge im gleichen Gestein aus gleicher Zeit viel stärker verändert sind. Die Ungleichheiten in der Festigkeit der umgebenden Gesteine, zusammen mit der verschiedenen Lage der Gänge, haben hercynisch wie alpin an einer Stelle zur Konzentration der inneren Gesteinsbewegungen in Quetschzonen, an einer anderen zur Ausschaltung derselben geführt.

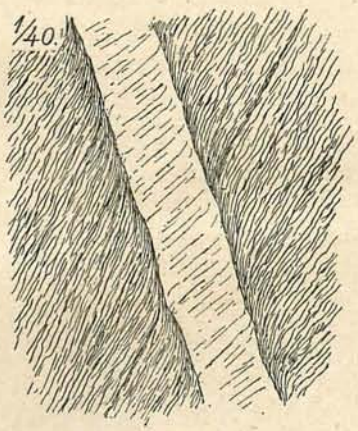
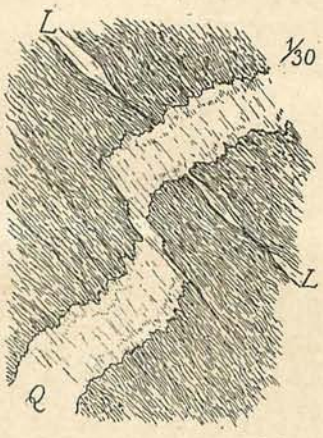



Fig. 44. Sericitgneis mit Aplitgang. Die Schieferung des Sericitgneises dem Gang angeschmiegt, der Gang von etwas abgelenkter Schieferung durchsetzt.



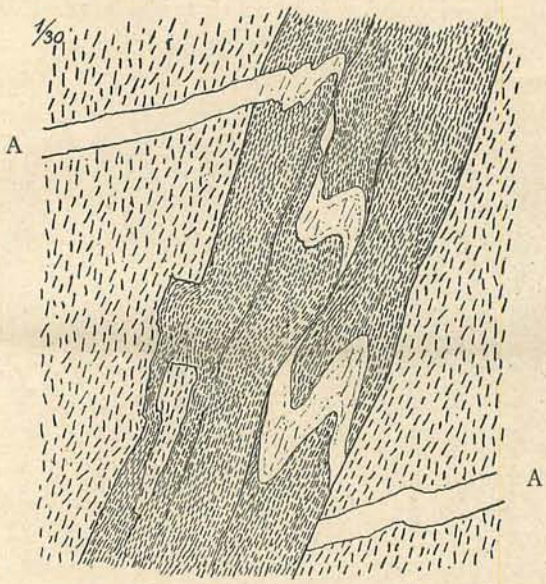
Fig. 45. Aplitgänge in Sericitgneis. Der Lagergang (*L*) in Linsen gequetscht und zerrissen; der Quergang (*Q*) gestaut und geschiefert.




Sehr oft sind, sowohl in der Schiefer- wie in der granitischen Zone, die Ränder eines quer zur Schieferung laufenden Ganges uneben zackig (Fig. 45). Die Schieferung, etwas abgelenkt, durchsetzt auch den Gang (Fig. 44). Selbst Aplitgänge sind trotz ihrer großen Festigkeit nicht selten in der steilen zentralmassivischen Lage durchschiefert (Fig. 45), zugleich ihre Quarze zermalmt, ihre Feldspäte sericitisiert. Damit gehen Verschiebungen an Clivageflächen Hand in Hand. Einzelne Gänge sind durch Zusammenstauung gefältelt (Fig. 46) und dabei manchmal zugleich mit Transversalschieferung durchsetzt. Stets zeigt sich, daß die parallel der Schieferung laufenden Gänge glattrandig geblieben, aber hie und da in Linsen zerrissen sind; die Quergänge hingegen sind gestaut und uneben berandet (Fig. 45 u. 47), hie und da in Stücke durchschert. Die allgemeine alpine Schieferung ergreift sie alle.

Im Limmernboden, dem östlichsten Fenster im Sedimentmantel der Tödigruppe, ist das Aar-M. in einer sehr reichen und mannigfaltigen Schieferfolge entblößt. 30—35 km weiter gegen ENE hat ein altes Quertal, der Kunkelspaß bei Vättis die gewaltige, bis in den Calanda weiterziehende Kette nochmals tief bis auf ihren hier wieder höher gestauten zweiteiligen Massivkern durchschnitten. Die dadurch entblößten Gesteine stehen echt zentralmassivisch mit steilem SE-Fallen. Der Sedimentmantel spannt sich im Bogen diskordant über die beiden bis 1500 m Meerhöhe erreichenden Rücken der kristallinen Silikatgesteine. Der nördliche Rücken (Vättis) besteht aus stark Dm-Sericitschiefern, Sericitgneisen, sericitischem Aargranit.

Einzelne Abänderungen sind ähnlich dem Tödigranit und Gesteinen des Limmernboden. Tolwinski beschreibt Granite mit großen Orthoklasen und wenigen Plagioklasen, viel Chlorit, etwas Biotit, Titanit, schönem Apatit und mit Zirkon und Calcit. Milch („Der Verrucano" 1892) glaubt auch sericitschieferige Konglomerate mit Geröllen von Porphyr, Porphyrit und Protogin nach Verru-




A = Aplitgang.

Fig. 46. Lamprophyrgang im Syenit, von Aplitgang durchsetzt und nachher gequetscht, der Lamprophyr dadurch geschiefert und von Rutschflächen durchsetzt, der Aplitgang gefältelt und zerrissen.

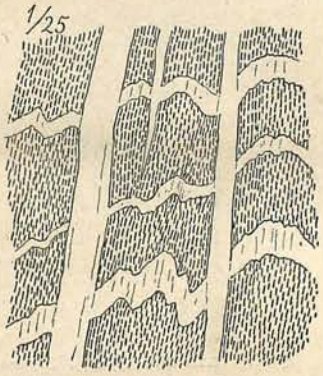



Fig. 47. Amphibolitschiefer von Aplitgängen durchsetzt, die Lagergänge bei der alpinen Stauung glatt geblieben, die Quergänge gestaut, gefältelt und etwas transversal geschiefert.

canoart erkannt zu haben (Verrucano massivisch eingeklemmt?). Eisenhaltige Carbonate mit Chlorit durchziehen meistens die Gesteine von Vättis. Der südliche, bei Tamins entblößte Rücken prätriasischer Gesteine gehört der südlicheren Zone des Aar-M. an. Davon wird später die Rede sein.

Weil bisher die Alpengranite als Gerölle noch nie im Carbon, wohl aber im Perm gefunden worden sind, ist ihre Denudation, vielleicht sogar ihre Intrusion erst zwischen Carbon und Perm erfolgt.

### Zone IV: Die südliche Gneiszone.

Die südliche Gneiszone ist an der Reuß wenig entwickelt. Treten wir von der Stromschnelle der Schöllenen durch das Urnerloch nach dem Urserental hinaus, so stehen wir immer noch im senkrecht geplatteten Aaregranit. Dann folgt eine ca. 200 m breite Zone aplitischer Granite und schiefriger Abänderungen, wechselnd mit Augengneisen, die alle als Randfazies des Aaregranits betrachtet werden. Die Zone der südlichen Gneise des Aar-M. wird einzig durch einen konkordanten Zug von sericitischen Paragneisen vertreten, der etwa 300 m stark ist. Dieses Gestein, das dem Urserental entlang läuft, hat den Namen Urserengneis erhalten.

Dann folgt gegen S, mit Jurakalk als dem jüngsten beginnend, die Serie der überkippten Gotthardgesteine in Lagerung eines nach unten sich weitenden Fächers. Das Gotthardtunnelprofil entspricht genau dem, was an der Oberfläche sichtbar ist. Das Eintreffen des Malmmarmors im Tunnel ist auf 25 m genau vorausgesagt worden.

Gegen WSW folgen zwischen dem echten Aaregranit und dem Jurakalk in unregelmäßigem Wechsel Sericitgneise, Augengneise, Sericitschiefer, die alle gequetschte Aaregranite sein können. Dazwischen folgt hie und da eine Linse Amphibolit, epidotisierte dioritähnliche Gesteine, vielfach von Aplitgängen durchzogen. Diese Gesteinszone ist noch nicht eingehender untersucht worden. An der Furka werden die schönen sericitischen Augengneise, die fortan gegen W die Zone IV charakterisieren schon häufig. Eine Fülle von Abänderungen sind am Nägelisgrätli gut zu beobachten. Allen sind gemeinsam: ebene Spaltungsflächen mit seidenglänzendem Sericitbelag, steilgestellte Linearstreckung, Kataklase der Quarze, Sericitisierung der Feldspäte, Chloritisierung der Biotite. Der Gedanke liegt nahe, daß der ganze Komplex nur durch Stauung aus Aaregranit an der Prallseite des M. hervorgegangen sei, wobei die einen Streifen mehr, die anderen weniger Deformation auf sich genommen haben. So bleibt es gegen W auch dort, wo die Augengneiszone auf 4—6 km Breite angeschwollen ist. Meistens sind von der Reuß bis gegenüber Brig die Schieferung und Plattung samt dem Gesteinswechsel annähernd senkrecht gestellt. Manches Einfallen gegen NW unter das Aar-M. ist wahrscheinlich nur sogen. „Hakenwurf", d. h. oberflächliches Absinken gegen die Talleere hin. Am Fuß des nördlichen Talgehänges von Brig bis Baltschiedertal dagegen fallen auch am S-Rand die Aarmassivgneise steil SE und biegen oben flacher um, was der das Gehänge anschneidenden Bahnlinie viele Schwierigkeiten durch Steinschläge bereitet. Die südliche Gneiszone ist im Rhonedurchschnitt zwischen Gletsch und Oberwald besonders reich an diorit-aplitischem Schlieren- und Schollengestein in großartiger Ausbildung.

Der südliche Augengneis ist nördlich Visp am EW laufenden Alluvialboden des Rhonetales schief abgeschnitten und endigt am Eggen. Gegenüber streichen dagegen die penninischen Bündnerschiefer dem Tale parallel. Leider ist hier der Kontakt unter den Alluvionen verborgen. Der nördliche Teil der Zone IV taucht zwischen Baltschieder- und Bietschtal unter die helvetisch-mesozoischen Sedimente, die ihn diskordant gefaltet überdecken (Tafel VII Profil 16—18).

Gegen E entwickelt sich die südliche Gneiszone des Aar-M. anders und mannigfaltiger. Dort sind Granitzüge mit Granitporphyren und Aplitgängen häufig. Die Gneise sind alle stark sericitisiert. Königsberger hat auch Contacthornfelse gefunden. Die Amphibolite treten reichlich auf. Ob Sedrun findet sich sogar ein Olivingabbro. Besonders mächtig stellen sich Diorite mit aplitischer Randfazies und gepreßten Abänderungen ein. Der Dioritstock der unteren Val Rusein ist partienweise in Grünschiefer gequetscht, derjenige in Val Puntaiglas ist im Kerne massig, in seinen Umhüllungen zu Dioritschiefer geworden. Die Spuren der Quetschung gehen aber auch durch die ganze Masse hindurch: die Albite sind vielfach zertrümmert, epidotisiert, sericitisiert, die Hornblende zerfasert, der Quarz zerdrückt; in den Brüchen der Kristalle ist oft neuer Albit gebildet. In seinem südlichen Zuge endigt das Aar-M. mit diesen Dioritmassen, die die spitze Mulde der Brigelser-

hörner einklemmen und dann unter die von S kommende Verrucano- und Gneisüberschiebung tauchen (Leo Wehrli).

Am östlichsten Aufschlußpunkte bietet der Dioritstock der Val Puntaiglas noch die bei uns seltene Erscheinung einer Erzlagerstätte. Nach der Untersuchung von Bodmer-Beder (Neues Jahrb. f. M. G. u. P. Beilageband XI 1896) handelt es sich um eine randliche Dioritcontactausscheidung im Quarzporphyr mit pneumatolytischem Einschlag und hydrothermaler Nachwirkung. In Lagergängen liegen kleine Erzstöcke von Magnetit, Pyrit, Kupferkies, imprägniert mit Turmalin und verwachsen mit Hornblende, Epidot, Calcit, Albit. Das Ende der Dioritintrusion brachte die Erze. Auch hier hat die Alpenstauung später eingesetzt: Turmalin ist zu Pulver zerrieben, Epidot und Sericit haben sich innerhalb der Erzgänge neu gebildet. Der Magnetit von Val Puntaiglas ist früher ausgebeutet und in Truns verhüttet worden. Der Ertrag war zu gering. An der W-Seite von Val Puntaiglas zeigen sich in beschränktem Maße gleiche Erscheinungen. Dort kommt N unter Punkt 2388 ein Pyritlagergang von ca. $^1/_2$ m Mächtigkeit vor (Alb. Heim).

Das Gestein von Tamins. Heute scheinen mir die grünen Schiefer von Tamins, der südlichsten Aar-M.-Zone, nicht dem Verrucano anzugehören, aus folgenden Gründen: Der Verrucano am Rhein südlich von Reichenau, der außerhalb des Aar-M.-Streichens liegt, ist ähnlich demjenigen der Urserenmulde, während das Gestein von Tamins mehr den gequetschten basischen Eruptiva des Zentral-M. aus der Nähe von Somvix und Disentis gleicht; es sind Epidotchloritschiefer mit Porphyriteinlagerungen. Das Taminsergestein sticht gegen E unter den Sedimentmantel der Aar-M.-Zone und zielt gegen W in die Zone IV des Aar-M. Es ist durchaus aarmassivisch steil SE fallend stark geschiefert und wird vom gefalteten Sedimentmantel diskordant überbrückt. Das Aar-M. hatte sich schon unter dem Bifertenstock in den Limmernbodenzweig und den Frisaltalzweig gegabelt. Seine Zone III ist bei Vättis, Zone IV bei Tamins noch einmal etwas aufgestiegen und durch Erosionskerben abgedeckt. Vättis entspricht Limmernboden, Tamins der Val Frisal. Zwischen beiden liegt die östliche Fortsetzung der das M. teilenden Bifertenstockmulde, die auch den Calanda enthält.

### Frage des Faltenbaues.

Baltzer hat sich die Frage gestellt, ob der Aaregranit als Laccolith zu bezeichnen und ob mehrere Laccolithen zu unterscheiden seien, die in Form flacher brotförmiger Massen in die alten Sedimente seitlich eingedrungen und nachher mit den Sedimenten durch die Faltung aufgerichtet und steilgestellt worden seien, und er dachte sich, daß dabei die Laccolithen sich als Antiklinalkerne gebärdeten. Später setzte er lieber anstatt Laccolith „Batholith". So erschien ihm das Aar-M. als ein Komplex von mehreren isoklinalen Falten der kristallinen Gesteine, welche durch die der Intrusion der Laccolithen nachfolgende hercynische Faltung vorbereitet und durch die tertiäre verschärft worden sei. Er zählte 5 oder 6 Antiklinalzonen mit zwischenliegenden Muldenzonen, die dann aber, nachdem er die Unterschiede zwischen Granit, Granitgneis, Protogin, Protogingneis als sekundärer Art in der Einheit des Aaregranites aufgehen ließ, sich auf die Hälfte reduzierten. Alb. Heim gelangte für das Profil im östlichen Teil des Aarmassives durch die Symmetrie der Gesteinsabänderungen auf anderthalb Falten („Mechanismus" S. 31).

Innerhalb des Massives selbst können folgende Erscheinungen für die Verfaltung einer schiefrigen Hülle mit den Intrusivmassen des Aaregranits gedeutet werden.

1. Es gibt Stellen, wo die Granite in Form von Kuppeln oder Spitzbogen unter die Schieferhülle tauchen, wie es dem aufgestellten seitlichen Ende eines Laccolithen entsprechen würde.

Gasterngranit unter Birg-, Tschingel- und Breithorn; Bietschhorngranit unter die Schiefer im Hintergrund des Jolitales; Aaregranit unter das Schieferdach des Aletsch- und Dreieckhorn; ebenso am Unteraargletscher unter dem Gipfel des Scheuchzerhorn; in einem Teilstück an der Mittagfluh SE Guttannen.

2. Es gibt Stellen, wo die Schiefer muldenförmig zwischen den Granitzonen herabsteigen und unten, vom Granit unterlagert, endigen — deutliche Muldenumbiegung ist nicht zu erwarten, weil durch Transversalschieferung verwischt.

Dies ist der Fall am Schollauiberg und Stampfhorn beiderseits des Haslitales, wo der Muldentrog der Schiefer zwischen den über 3000 m hohen Granitgipfeln auf 1600 m hinabreicht und dort seine untere Endigung vom Tal angeschnitten ist. Ferner am Hühnerthälihorn, wo die gleiche Schieferzone mit ihrer Basis bei ca. 2800 m über Granit westlich gegen den Gauligletscher ausstreicht (Baltzer, O. Fischer). Die Carbonmulden, die Fernigermulde, die Spitzmulden von Lötschenthal, Tödi usw. endigen alle nach unten.

3. In der großen Mehrzahl der Fälle, wo man eine Gesteinszone von einem Quertal tief angeschnitten sieht, zeigen sich die Schieferzonen (Sericitgesteine mit Amphiboliten usw.) nach oben breiter, nach unten enger wie normale Muldenzonen, die Granite umgekehrt nach unten mächtiger wie normale Antiklinalrücken (Ausnahme am Oberalpstock).

4. Baltzer und Alb. Heim haben beobachtet, daß die Schieferung bei allen Zonen des Aar-M. im allgemeinen in den tiefen Taleinschnitten steiler und strenger parallel ist, daß sie dagegen an den Gräten und Gipfeln vielfach zu flacheren und abwechslungsvolleren Stellungen umbiegt — was mit Annäherung an Gewölbeumbiegungen in der Höhe übereinstimmen würde.

5. Beiderseits der Granitrücken stehen in einer gewissen Symmetrie die Zonen mit Paragneisen und Paraschiefern. Die nördlichste Schieferzone, die nördlich der Zone I folgen sollte, ist für uns verdeckt. Im ganzen deutet die vorhandene Anordnung einen Faltenbau an, dessen Antiklinalkerne die intrusiven Batholithen oder aufgerichteten Laccolithen enthalten, dessen Hülle die Paragesteine sind.

Selbstverständlich darf man sich die Einfaltung der Schieferhülle zwischen die Granitlakkolithen nicht einfach etwa wie die Faltung des Juragebirges denken, denn oft verlaufen die Schiefer nicht parallel der Grenzfläche, sondern stoßen an derselben ab, oft unter Schleppung. Bald ist der unmittelbare Contact tektonisch bedingt oder modifiziert, bald ist er ein Intrusivcontact. Eine alte (hercynische), wenig intensive Faltung der Paragesteine, dann Intrusionen von unten, später nochmaliger (alpiner) Zusammenschub ohne eigentliche Faltungsbewegungen der Intrusivstöcke kann die gleichen Lagerungsformen erzeugt haben. Immerhin ist auch in dieser Auffassung der alpin und hercynisch summierte horizontale Zusammenschub die erste und letzte Ursache des inneren Baues der autochthonen Zentral-M. und bleibt es auch dann, wenn die Granitintrusionen nicht als Antiklinalen gedeutet werden dürfen.

Die Faltennatur des Massives zeigt sich aber am allerbestimmtesten in den eingeklemmten carbonischen Synklinalzonen und in den Einfaltungen des mesozoischen Sedimentmantels. Nur wer selbst sich faltig legt, kann seine Hülle mit einfalten. Daß die zentralmassivische Faltung keineswegs so deutlich werden konnte, wie diejenige der Sedimente, daß sie von Druckschieferungen unterbrochen, verworren und

verborgen ist, ist eine notwendige Folge aus der für Faltung so schlechten Eignung der zentralmassivischen Gesteinsgliederung, der eben durchgehende ausgezeichnete Schichtung fehlt. Schon die hercynische Faltung hatte ihre Not mit den Massengesteinen, und erst die alpine mußte dann den Gegensatz in den Dislokationsformen der prätriasischen Gesteine zu den jüngeren Sedimenten geltend machen. Das ist es ja, was immer noch die autochthonen Zentral-M. so deutlich als eine Art Fremdkörper unter dem Sedimentmantel abgrenzt. Nur sehr selten sind in den autochthonen Zentral-M. deutliche große, faltenförmige Biegungen zu sehen. Absplittern, Schuppung, Stauung mit Aufschieben und besonders Druckschieferung mischen sich mit Faltung. Nur die Decken-M. weisen schöne Falten auf.

Die in neuester Zeit versuchte Abtrennung eines „Erstfelder-Gastern-Massives" vom Aar-M. (W. Staub und Lotze) halte ich für ungerechtfertigt. Auch Königsberger hat darauf entgegnet. Die dafür angeführten Gründe sind nicht stichhaltig: Zone I geht, wo die Entblößung die Beobachtung zuläßt, allmählich in Zone II über, so daß der eine Forscher Zone II als von I injiziert, der andere II als aus I dynamisch entstanden ansieht, und alle die Grenze auf 1 km nicht näher bezeichnen können. In Zone II—IV findet sich gerade so wie bei I hercynische Faltung, in und über Zone I gerade so gut tertiäre Dislokation wie bei Zone II. Der Inselrücken von Erstfeld zur Trias-Doggerzeit (vergl. Stratigraphie) verschwindet im Malm. Die ganze Region war einheitlich abradiert und alle 4 Zonen des Aar-M. seit Dogger tief am Meeresgrunde gelegen, sind mit 1000 bis 2000 m Sedimenten einheitlich überdeckt worden, bevor die Tertiärdislokation dieses „Erstfelder-Gastern-M." ganz wie das übrige Aar-M. und gleichzeitig mit demselben aufstaute, um es erst dadurch als Massivteil an seine jetzige Stelle zu setzen. Der ungeheure Sedimentmantel überbrückt in einem einzigen gefalteten Bogen alle Zonen des Aar-M. und faßt sie zusammen. Eine trennende Muldenzone zwischen I und II fehlt. Die tiefe Synklinale zweiter Ordnung Windgälle-Fernigen Jungfraukeil greift in Zone II hinab und klammert diese mit I zusammen. Die interessanten Eigentümlichkeiten von Zone I (Orthogesteine mit Cm-Einschlüssen und relativ geringe DM) rechtfertigen eine Abtrennung keineswegs.

Das Aar-M. bietet der Forschung noch ein weites Feld. Der Charakter und die Entstehung vieler seiner Gesteine sind noch in Hypothesen gehüllt. Wir sind hier vielen Fragen nicht näher getreten, weil sie zu einer Zusammenfassung noch nicht geklärt sind. Wir warten noch auf einen mit allen Mitteln der Forschung ausgerüsteten Monographen des gesamten Aar-M.

## Mineralien im Aarmassiv.

Literatur:

Kenngott, Die Mineralien der Schweiz, Leipzig 1866.
Willi, Andreas, Die Strahler im Hochgebirge, Meiringen 1883.
Ritz, Raph., in Jahrbuch des S.A C. 1887 (Mineralienverzeichnis des oberen Rhonetal).
Lindt, R., in Jahrbuch S.A.C. Bd. V und XXIII 1868 und 1887.
Wäber, A., in Jahrbuch des S.A.C. Bd. XXV 1889/90 mit viel Zitaten aus der älteren Literatur (Altmann, Gruner, Ebel, Scheuchzer, Capeller, Sulzer, Märki usw.).
v. Fellenberg, viele Schriften in Mitt. d. Berner naturf. Ges., große Zusammenstellung in „Beiträge", 21 Lfg. p. 289—338 1893.
Königsberger, J., Kristallhöhlen im Hochgebirge, Jahrb. S.A.C. 1900/01.
Königsberger, J., Erläuterungen zur geol. Karte d. Aarmassivs, Freiburg i. Br. 1910.

Das Aar-M. enthält eine große Anzahl berühmt gewordener Mineralfundstellen. Die herrlichsten Bergkristallhöhlen, die je ausgebeutet worden sind, gehörten dem Aar-M. an. Ihre Fundstücke sind nach allen Museen der Welt verhandelt worden; der kleinste Teil ist in den schweizerischen Museen geblieben; sehr viel wurde zu Schmuckgegenständen in die Schleifereien, besonders nach Mailand verkauft. Im Aar-

und Gotthard-M. ist die wahre Heimat des Berufes der „Strahler" (Kristallgräber, Mineraliensucher). Zuerst schien das Oberwallis und das Gebiet des Reußtales (Uri) das „ächte Vaterland" (Gruner) der Kristalle zu sein; etwas später folgten die Funde einerseits im Tavetsch, andererseits im Haslital. Einige der wichtigsten mögen genannt sein:

1690—1695 Kristallgrube in der Spitallamm (Aareschlucht unterhalb des Grimselhospizes).

1719—1721 Ausbeutung der Kristallhöhle am Zinkenstock nicht weit vom unteren Ende des Unteraargletschers. An der Außenfläche des Gebirges war nur ein „Quarzband" zu sehen. Man trieb einen Stollen ca. 15 m weit und gelangte damit in eine ca. 20 m lange, spaltenförmige Höhle, an deren Boden und Wänden nur die Kristallspitzen aus einem Beleg von ca. $^1/_2$ m feinem „Lett" (Ton) vorragten. Es sollen hier „ca. 1000 Zentner" (50000 kg) Bergkristalle, der größte von 400 kg Gewicht, ausgebeutet worden sein. Die meisten waren farblos, andere weißlich, viele braun bis schwarzbraun, einige purpur (Amethyst). Alle saßen fest am Felsen auf der „Hurd-Blatten", so nannte man die Quarzschicht („Kristall-Mutter") zwischen Fels und Kristallüberzug. Der Verkaufsertrag wird auf 30000 Gulden angegeben.

1650—1742 große Kristallhöhle am Sandbalmstock bei Göschenen mit ca. 900 Stück Bergkristallen und Kalkspat, ausgedehnte Ausbeutungsstollen auf Kristallklüften im Granit. 1757 Fund im Fieschertal mit prachtvollen Kristallen von 25, 300, 400 und bis 700 kg Gewicht. Ca. 1775 Fund Hegthorn bei Naters mit einer Gesamtausbeute von 2500 kg Kristallen, worunter Stücke von 350—700 kg. Urschlaui gegenüber Wasen und der Kreuzlistock im Kt. Uri waren ungefähr zur gleichen Zeit bedeutende Fundstellen.

Allmählich hatten die Strahler gelernt, nicht nur den Bergkristall, sondern auch andere Mineralien zu suchen und zu würdigen.

Zu Anfang der 70er Jahre des letzten Jahrhunderts wurden am Bächligletscher die farblosen Flußspate mit gefärbtem, meist rotem Kern, 1873 „Morione" am Galenstock und die Amethyste am Löffelhorn, 1886 die Scheelite und Epidote über der Rotlaui bei Guttannen gefunden.

1868 beuteten die Haslitaler Strahler eine Rauchtopashöhle auf Boden von Uri am Tiefengletscher, SE-Seite des Galenstock, aus. Sie ergab ca. 15000 kg prachtvolle, dunkelbraune Kristalle. Die schönste Gruppe derselben befindet sich im Naturhist. Museum von Bern. Der Granit, auf dem die Kristalle ursprünglich angewachsen waren, war derart kaolinisiert, daß die Kristalle nicht mehr an den Höhlenwänden hafteten, sondern alle am Höhlenboden in einem Haufen von Kaolin, Chlorit und Quarzsand losgelöst lagen.

Zahllose kleinere Funde überragt noch ein reicher Rauchquarzkristallfund von 1873, zusammen mit Calcit (oP mit 4R) und Zeolithen, aus Spiellaui im Etzlital, in der amphibolitischen Zone gelegen. Die gedrehten Quarzkristalle waren dort besonders häufig.

Im allgemeinen ist die Zone I des Aar-M. arm an besonderen Mineralfunden. Weit reicher sind die Aargranitzonen. Reich und mannigfaltig ist die Südrandzone V und weitaus am reichhaltigsten die Zone III (Sericitschiefer und Amphibolithe).

Aus dem Aar-M. wurden in mineralogisch guten Stücken gefunden:

Quarz (farblos, Amethyst, Morion, Cithrin), Feldspäte (Adular, Albit), Glimmer (Muscovit, Biotit, Talk, Chlorit), Amphibole (Hornblende, Strahlstein, Byssolith, Asbest, Amianth, Grammatit, Augit), Staurolith, Turmalin, Granat, Zoisit, Disthen, Axinit, Phenakit, Serpentin, Saphir, Fluorit, Baryt, Anhydrit, Apatit, Calcit, Dolomit, Zeolithe (Milarit aus Val Strim nicht aus Val Milar!, Apophyllit, Skolezit, Prehnit, Laumontit, Heulandit, Desmin, Stilbit, Chabasit, Natrolith), Rutil, Anatas, Brookit, Titanit und viele Erze (Siderit, Hämatit, Magnetit, Pyrit, Markasit, Eisenkies, Magnetkies, Scheelit (in wasserhellen großen Kristallen ob Guttannen), Wulfenit, Molybdänit, Galenit, Cerussit, Zinkblende, Fahlerz, Kupferkies, Arsenkies, Chalcopyrit.

Molybdänglanz ist in den Aaregraniten, besonders in den aplitischen Randfazies und Ausläufergängen oft gefunden worden (Fellital, Wicheltal, Kratigelfirn im Meiental, Grimsel, Aletschhorn). Zwischen Baltschieder und Credetschertal (Rotlauihorn) sind aus den Schutthalden unter einer

fast unzugänglichen Fundstelle einige Tonnen Molybdänerz in den letzten Jahren gewonnen worden (C. Schmidt, Erläut. Karte der Fundorte von mineral. Rohstoffen). Das Erz liegt im Aplit (Sigg in Bull. Soc. Vaud. d. Sc. nat., vol. III, 1919).

Eine Menge von schönen Fundstücken aus dem Aar-M. sind im naturhist. Museum von Bern und ferner in der Sammlung Dr. David Wiser (Eidgen. techn. Hochschule Zürich) enthalten.

Die guten Zeiten der „Strahler" sind nun verschwunden, denn das Gebirge ist jetzt ziemlich abgesucht, und die kleinsten Schneestände scheinen vorbei zu sein. Auf das Geratewohl in das Gebirge hinein Stollen zu treiben, ist viel zu gewagt und könnte sich nur durch unbegreiflich-glücklichen Zufall lohnen.

## 2. Der Sedimentmantel des Aarmassivs.

(Stets verglichen Tafel VI und VII.)

Von großer Bedeutung für die Feststellung der Rolle, welche die autochthonen Zentral-M. im Alpenkörper und bei dessen Entwicklung gespielt haben, ist das Verhältnis der Massive zu dem umhüllenden Mantel der jüngeren Sedimentgesteine. Diese Erscheinungen sind im östlichen Teil des Aar-M. besonders durch Alb. Heim, im mittleren durch A. Baltzer, im westlichen durch E. v. Fellenberg und später durch M. Lugeon untersucht worden. Wir haben es zunächst mit den tiefsten Teilen des im ganzen ca. 2000—3000 m mächtigen Sedimentmantels zu tun. Im Folgenden lassen wir das Carbon unberücksichtigt, weil es nicht als Sedimentmantel, sondern als Massivgestein auftritt.

### a) Stratigraphie des Massivmantels.

Im Aar-M. hat man oft die untersten Teile des Sedimentmantels wegen ihrer geringen Mächtigkeit als „Zwischenbildungen" zusammengefaßt, welchem Gebrauche auch wir gelegentlich folgen. Die Schichtreihe des Sedimentmantels führen wir hier nur in möglichster Kürze auf und verweisen auf den späteren Abschnitt „Stratigraphie der helvetischen Fazies".

Der Verrucano (Perm) in Sedimentmantelart mächtig gelagert, gehört dem NE-Rande des Gotthard-M., den helvetischen und den ostalpinen Decken an. Dem Aar-M.-Mantel selbst fehlt er meistens.

Im Innern des Aar-M. dagegen (z. B. im Sandalpkessel und in Begleitung des Carbons am Bristenstock usw.) finden sich vielfach porphyrische und conglomeratische, sericitschiefrige Gesteine, die man für Verrucano, wie für Carbon oder ältere Gesteine ansehen kann. Auch halte ich es heute noch für wahrscheinlich, daß Verrucano (Perm) auch im Aar-M. vorhanden ist, daß er aber teils wie das Carbon durch die vortriasische Faltung vom Zentral-M. aufgeschluckt und eingeschürft, teils vor Ablagerung der Trias abgetragen worden ist und gerade deshalb als Basis des Sedimentmantels meistens fehlt.

Unter der N-Ecke des Tödi an der Röthi trifft man konkordant unter dem Rötidolomit NNW fallend, geschichtet, aber zentralmassivisch steil SSE fallend geschiefert, ein grobes Sernifitconglomerat mit roten, weißen und grünen Gesteinsbrocken in hellgrüner, sericitischer Grundmasse. Dieser Verrucano hält sich zum Sedimentmantel, obschon die Zentral-M.-Schieferung ihn ergriffen hat (Tafel VII Profil 3).

Die kristallinen Zentral-M.-Gesteine sind meist in ihren obersten Metern stark verwittert als Folge der permischen Bloßlegung, und enthalten oft dolomitische Brocken (Infiltrationen? Einschlüsse?).

## Trias.

1. Arkose, Arkosesandstein, Quarzit bildet in der Regel das erste posthercynische, zum kristallinen Untergrund diskordante, zum Hangenden parallele Sedimentgestein, einige Dezimeter oder Meter, selten bis 30 m (am Lötschenpaß) mächtig. Es wurde früher oft irrtümlich für Verrucano genommen, gehört aber nach seinem Verband mit dem hangenden Rötidolomit zur unteren (Buntsandstein) oder mittleren Trias. Diese Gesteine sind aus den Verwitterungsprodukten der hercynischen Oberfläche hervorgegangen. Die triasische Transgression ist manchmal tektonisch ungestört geblieben, manchmal weist die Grenzfläche von kristalliner Unterlage und Trias Mylonite und Verschiebungsflächen auf. Die Quarzite nehmen gegen das E-Ende des Aar-M. zu.

2. Rötidolomit — schon aus der Entfernung kenntliches, konstantestes Glied der „Zwischenbildungen" inwendig grauer dichter, dolomitscher Kalk oder Dolomit, auswendig weißgelb bis gelbrot, staubig, oft karrig anwitternd; sehr zähe, oft kieselig mit Kieselknollen, gut gebankt, hie und da stylolitische Schichtfugen, meistens fossilleer; an wenigen Stellen (Windgällengruppe) fehlend, sonst von großer Konstanz, 10—60 m mächtig. Rauhwacken (Zellendolomite) darin sind im autochthonen Gebiete Ausnahmen (Lauterbrunnen).

Schon Arnold Escher v. d. Linth hat den Rötidolomit stets für Muschelkalk gehalten. Alb. Heim, Baltzer u. a. haben diese Auffassung vielfach zu bestätigen Gelegenheit gehabt, entgegen einer anderen, die ihn für Zechstein hielt. Längst bestand darüber kein begründeter Zweifel mehr. Im Jahre 1910 sind auf einer Exkursion durch die Schüler von Paulcke die ersten Fossilien im Rötidolomit von Innertkirchen gefunden worden. Einige Jahre später hat Paulcke die Funde ergänzt und in der „Geol. Rundschau" 1915 darüber berichtet. Die Fossilien sind alles sehr kleine Formen, besonders aus den Gruppen Gervillia, Myophoria, Nucula, völlig entsprechend Formen aus dem oberen Muschelkalk (Trigonodus-Dolomit) der germanischen Fazies. Daß Quarzsandstein, Rötidolomit und Quartenschiefer d. h. die helvetische Fazies der Trias eine reduzierte verarmende Schichtfolge der germanischen Trias, entsprechend Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper darstellen, ist dadurch abermals bestätigt.

3. Quartenschiefer, tief blutrote, violette, grüne, auch gelbe Mergelschiefer und Kieselschiefer, sericitisch, oft mürbe, mit Quarzitsandsteinbänken und dünnen Dolomitschichten oder Dolomitbreccien wechselnd, sehr unregelmäßig auftretend, 0—10 m am Aarmassivrand, bis 100 m in den helvetischen Decken und im Gotthard-M., Äquivalent der bunten Mergel des Keupers.

4. Rhät trifft man in sehr geringer Mächtigkeit an manchen Stellen als Lumachellenbänke. 1886 hatte Renevier solche zuerst am W-Abhang der Dent de Morcles als Rhät gedeutet. 1905 berichtet Lugeon über zweifelloses Rhät am Nievenpaß; 1907 bestimmte Gerber aus diesen Muschelbänken vom Lauterbrunnental bei 1800 m Höhe kleine Zweischaler, darunter Avicula contorta. Im helvetischen Deckenland setzt die gleiche Erscheinung fort (Arbenz am Jochpaß usw.).

## Jura.

Über die Stratigraphie des Jura in der autochthonen Zone sind außer den Beobachtungen von Studer und Escher besonders die Arbeiten von J. Bachmann, U. Stutz, A. Tobler (Verhandl. natf. Ges. Basel 1897) und spätere Ergänzungen von Tolwinski, W. Staub, Arbenz, van der Ploeg, Lugeon und Arn. Heim maßgebend.

5. Lias. Im Osten ist Lias nur bekannt bei Vättis, wo Tolwinski 2 m glaukonitischen Echinodermenkalk voll Toarcien-Fossilien gefunden hat. Am Tödi und bis ins Gasterntal fehlt der Lias. Der Rötidolomit ist dann stellenweise an seiner Oberfläche mit Bohrlöchern durchsetzt. Am W-Ende des Aar-M. setzt der Lias fast plötzlich kräftig ein und gleichzeitig wird auch der Dogger viel mächtiger. Unten liegen Quarzite mit Arietiten, Gryphäen, darüber Schiefer, Sandkalke und Quarzite, oben (Oberferden, Lötschberg) helle Kalke und Schiefer mit Gryphaea arcuata und Arietiten. In der SW-Umrandung des Aar-M. kommt also eine gewaltige, ganz aus dem Rahmen der „Zwischenbildungen" hinausfallende Entwicklung von Lias und Dogger zustande. (Näheres im Abschn. Helvetische Fazies.)

6. Dogger. Östlich Lauterbrunnental bis ans E-Ende findet man: a) Aalénien. Über dem Rötidolomit oder Quartenschiefer liegt bei Vättis, am Tödi, ferner im Engelbergertal und Berneroberland stellenweise ein grauschwarzer Echinodermenkalk von nur $^1/_2$—1 m Mächtigkeit, dessen Fossilien früher irrtümlich für echten Lias, tiefer als Aalénien, gehalten worden sind, sich aber nun (Arbenz) als Aalénien erwiesen haben. Darüber oder auch direkt auf der Trias folgt dann 0—30 m dunkler, sandiger Tonschiefer, hie und da mit Fossilien, oft eisenschüssig, im oberen Teil sandig knollig (Aalénien, Opalinusschiefer, Eisensandstein). Vom Tödi bis nahe an das W-Ende des Aar-M. und auch an seiner S-Seite bei Raron transgrediert das Aalénien auf der Trias. b) Echinodermenkalk, 0 bis 40 m, oft mit schönen Pentacrinusstielchen an der angewitterten Fläche erkennbar, im Reußgebiet dreiteilig von unten nach oben: Echinodermenkalk, Kieselknauerschichten, „Korallenbank" (-Bajocien, Sowerbyi- und Humphriesianus-Schichten). c) Unterer Eisenoolith: („Bifurcatenoolith") 0—2 m mit Cosmoceras Garantianum. d) Parkinsonischiefer und -kalke 0—15 m mit Parkinsonia Parkinsoni und P. Neuffensis. e) Oberer Eisenoolith (Callovien), dichter Kalk mit Eisenoolith, $^1/_4$—8 m, fossilreich, Hecticoceras hecticum, Macrocephalites, Belemnites bicanaliculatus usw.

Östlich vom Hüfigletscher fehlen die Parkinsonischiefer, und der obere Eisenoolith liegt direkt über der Echinodermenbreccie. Mit erstaunlicher Gleichartigkeit erstreckt sich der Callovien-Eisenoolith vom Calanda bis ins Lauterbrunnertal auf 120 km Länge und zieht sich in der Querrichtung nicht nur durch den autochthonen M.-Mantel von S bis N, sondern auch noch durch die helvetischen Decken. Er bleibt treu auch an Stellen, wie in der Fernigermulde, wo die Abteilungen 2, 3, 4, 5, 6 a und c fehlen.

Wie der Lias, so ist auch der Dogger am SW-Ende des Aar-M. viel gewaltiger entwickelt als vom Tödi bis zur Jungfrau. Er bildet, allerdings in mehrfachen Zusammenfaltungen, die gewaltige S-Wand des Balmhorns und die berühmte Gemmiwand von etwa 900 m Mächtigkeit.

Swiderski (Soc. vaud. procès-verb. XII. 1917) glaubt aus Zusammenstellungen seiner eigenen mit andern Beobachtungen über Auftreten und Fazies von Lias- und Doggerstufen den Schluß ziehen zu können, daß die Zone des Gasterngranites und der Aaregranite zwei Rücken bildeten, die erst im Verlaufe der Doggerzeit mehr und mehr ausgeglichen und versenkt worden sind, worauf dann die jüngeren ausgeglicheneren Absätze folgten.

7. Malm. Die Übergangsglieder vom Dogger zum Malm fehlen in der Regel. Östlich der Aare ist im Autochthonen einzig an der Windgälle Oxfordschiefer ($^1/_2$ bis 1 m mit Fossillien) gefunden worden (Alb. Heim und W. Staub). In der Regel sitzen mit messerscharfer Grenze auf dem Eisenoolith: a) Die Schiltschichten (Escher, nach dem Schilt bei Glarus), Argovien, Birmensdorferschichten (Stutz); an der Anwitterungsfläche gelber, blaugrau gefleckter bis knolliger, mergeliger, plattiger Kalk und Kalkschiefer. Die blaugrauen Flecken und Knollen sind hie und da als Fossilien, besonders Schwämme erkennbar; die gelben Flecken sind aus Anhäufungen von Ankerit und dessen Verwitterungsprodukten hervorgegangen. $^1/_2$—20 m, oft reich an Fossilien, besonders Ammoniten. Sehr leicht zu erkennen, weit ausgedehnt. An der Gemmi reicht der Schiltkalk westlich über den Eisenoolith hinaus. Nach oben werden die gelb und grauen Flecken allmählich kleiner, bis der Schiltkalk in gleichmässig gelb anwitternden, etwas mergeligen Kalkschiefer („Schiltschiefer") übergeht. Dieser wiederum geht allmählich über in: b) Hochgebirgskalk (Quintnerkalk) 200, meistens 400—650 m, umfassend oberes Argovien, Sequanien, Kimmeridgien und unteres Tithon. Der mächtige, fossilarme, gut geschichtete Kalkstein ist dicht, splittrig, inwendig blaugrau bis blauschwarz, aber hell blaugrau bis weißlich anwitternd (90—99% $CaCO_3$). Im oberen Teil (Tithon) geht er vielfach in helle Korallenkalke über, die dann mit schwarzen Mergeln (Zementsteinschichten) bedeckt sind oder teilweise auch mit denselben faziell abwechseln. Die Zementsteinschichten können bis 150 m, im Wallis bis 200 m mächtig werden, übersteigen aber im autochthonen Aarmassivrand kaum 20 m. Sie entsprechen nach ihren Fossilien (Perisphincten) dem oberen Portlandien. Eine besondere Merkwürdigkeit ist eine 1—2 m mächtige Roteisensteinschicht mitten im Hochgebirgskalk bei 2500 m Meerhöhe am Welligrat ob Rosenlaui. Das Lager wiederholt sich wahrscheinlich durch Faltung dreimal. Frühere Schürfungen sind noch sichtbar. Die gleiche Erscheinung zeigt sich im helvetischen Deckengebiet am Gonzen bei Sargans.

## Kreide.

8. Am N-Rande des Aar-M. von der Tödigruppe bis gegen die Jungfrau fehlt die Kreide größtenteils, indem sie wie im östlichen Juragebirge durch alteocäne Denudation entfernt worden ist. Am E-Ende des Aar-M. (Kistenpaß-Bifertenstock), ferner gegen N in den ursprünglich südlicheren, jetzt parautochthon überschobenen Zonen (Kammerstock, Grießstockdecke am Klausenpaß), dann in den ebenfalls mehr parautochthonen Faltenregionen gegen das W-Ende, und vollauf in der östlichen Fortsetzung der Aar-M.-Zone bis Calanda ist die autochthone Kreide bis über 500 m mächtig erhalten geblieben, besonders in ihren tieferen Gliedern. Wir besprechen sie bei Gelegenheit der helvetischen Decken, wo sie ihre allgemeinste Bedeutung gewinnt.

## Tertiär.

Wir haben schon Bd. I S. 530 auf das große alteocäne Festland hingewiesen, dessen Auslaugungsrückstände im Juragebirge Bolus und Bohnerz gebildet haben. Es reichte noch südlich in die Alpen hinein. Schon Arnold Escher hat an der Jungfrau das Bohnerz erkannt. Renevier und Ph. de la Harpe verfolgten es an den Dents du Midi und in Savoyen, Arbenz vom Berneroberland durch die Titliskette in den Schloßberg usw.

Stets treffen wir auch in den Alpen Bolus und Bohnerz in einer stratigraphischen Lücke zwischen Malm und Eocän. Marines Untereocän ist in der ganzen Schweiz noch nicht gefunden worden. Am N-Rand des Aarmassives liegt das Bohnerz meist in den karrig ausgelaugten Löchern von Malmkalk als Unterlage. So finden wir es stellenweise von der Gemmi bis Gadmenflühe, Titlis, Schloßberg. Am Zutreibistock (Clariden) liegt es auf Öhrlikalk (Valangien). Es greift auch in die parautochthonen, helvetischen und präalpinen Decken, wo es meistens auf Kreide liegt. In den Alpen zeigen die Gesteine der Bohnerzbildung oft eine hochgradige DM (Bunter Marmor von Grindelwald und Rosenlaui, prachtvolle Kalkbreccien von hellem Malmmarmor im harten grünen und roten Bolus hinter Engelberg usw.). Nirgends ist das Bohnerz der Alpen zur Eisengewinnung ausreichend und nirgends wurde solche versucht.

Bisher ist noch kein Fossil im alpinen Bohnerz gefunden worden. Es wird meistens von brackischen Cerithienschichten (Priabonien oder Barthonien) überdeckt. Die Bohnerzbildung scheint in den Alpen etwas früher zum Abschluß gekommen zu sein, als im Juragebirge.

Im Gebiet der Linth beginnt das autochthone Eocän mit 1. Nummulitenkalk und Grünsand voller Assilina exponens und Nummulina complanata (Lutétien). Darüber folgen 2. Globigerinenschiefer („Stadschiefer") dann mit scharfer Grenze, 3. Taveyannazsandsteine (Diabastuffe), 4. Dachschiefer und Sandsteine (Fischschiefer von Matt, Diesbach, Attinghausen, Fürren-Engelberg, Oligocän). Die ganze wechselreiche Schichtfolge hat 1000—2000 m Mächtigkeit. Im Reußtale und von da gegen W fehlt auch das Mitteleocän in der autochthonen Zone. Auf dem Malmkalk oder Bohnerz folgen stellenweise kohlige Cerithienschichten (Priabonien), darüber Sandsteine mit kleinen Nummuliten (N. Fabiani), dann Globigerinenschiefer und Dachschiefer (Fischschiefer). Im Gebiete Titlis—Gadmenflühe ist das ganze Tertiär nur noch etwa 200 m mächtig, weiter westlich schwankt es von 0—200 m. Diese Reduktion ist jedoch vorwiegend tektonisch bedingt. Eine besondere Merkwürdigkeit bilden noch die schwachen Flöze von Gaskohlen, welche in den Cerithienschichten an den Engelhörnern vorkommen und sodann in den helvetischen Decken (Diablerets) sich wiederholen.

10. Die Molasse ist eine Randbildung der Alpen, die nur an der Rhone (Val d'Illiez) bis in die autochthone Zone hineinreicht, deren ursprünglicher Südrand sonst unter den helvetischen Decken verborgen bleibt.

Für unsere Betrachtungen über die Beziehungen des Aar-M. zu seiner Sedimenthülle kommen zunächst vor allem die Zwischenbildungen und der Malm in Betracht.

Die Schichtfolge der Zwischenbildungen über dem Zentral-M., bestehend aus Trias, Lias, Dogger und Argovien, ist reduziert und lückenhaft. Oft fehlen einzelne Glieder, am gewöhnlichsten Buntsandstein, Keuper, Lias, Oxfordien. Zusammengenommen haben die Zwischenbildungen, stets abgesehen vom Gebiete W Lauterbrunnen, oft keine 20 m, selten bis 100 m Mächtigkeit. Stellenweise setzen sie tektonisch ganz aus; Hochgebirgskalk grenzt an Gneis. Als ein buntstreifiges Band ziehen sich die Zwischenbildungen von weitem sichtbar oft regelmäßig, oft arg gefaltet und zerknittert, an den Gehängen hin (Tödigruppe, Erstfeldertal, Gadmental

N-Seite, Urbachtal, Trachsellauenen usw.). Bei guter Entwicklung ist die Farbfolge von unten: weiß, orangegelb, rot mit grün, grau, schwarz, braun, graubraun, blutrot, hellgelb. Sie scheiden das in seinen Farben in der Landschaft fast ganz von den Flechten bestimmte dunkelbraungraue Zentral-M. von den ungeheuren, außen hellblaugrauen Wänden des Hochgebirgskalkes. Der prägnanteste Farbstreifen in den Zwischenbildungen bleibt stets der gelbe Rötidolomit. Man kann z. B. aus 55 km Distanz vom Säntis aus seinen Verlauf am Tödi von freiem Auge verfolgen.

Für die Schweizeralpen der autochthonen und helvetischen Zonen, z. T. auch für die höheren Decken, ist festzuhalten, daß stratigraphischer und tektonischer Parallelismus der Ablagerungen von der Trias bis an das Miocän vorhanden war. An vielen Stellen der Schichtreihe finden sich Absatz oder Erosionslücken, über welchen Transgressionen folgen, die aber alle fast völlige Paralleltransgressionen sind, oder lokale Diskordanzen von bloß wenigen Graden bedingen und z. T. von sanft wellenförmigen, ausgebreiteten, nur die Fazieserscheinungen beeinflussenden Hebungen und Senkungen, aber nicht von Gebirgsbildungen herrühren können. Es fand keine Faltung statt von Trias bis Ende Oligocän, man kann sagen bis Miocän. Starke, stets nur lokale Diskordanzen in dieser mächtigen Schichtreihe sind ausschließlich nachträgliche Dislokationsdiskordanzen aus der jüngeren Tertiärzeit.

### b) Der mechanische Contact des Sedimentmantels am Aar-Massiv.

Die Contacterscheinungen. Eine volle, klare, primäre Konkordanz von den Zwischenbildungen mit den Gesteinen des Aar-M. ist wohl nur an wenigen Stellen, wie etwa in den eingeklemmten Mulden, zu finden. Allein in diesem Fall fehlt fast ausnahmslos das eine oder andere Glied der Schichtreihe; es ist zerrissen, verquetscht, und die Gesteine am Contact, bald die kristallinen, bald die Zwischenbildungen, sind mehr oder weniger mylonitisiert. Selbst bei voller Konkordanz haben oft Bewegungen auf der Grenzfläche ihre Spuren hinterlassen. Die sedimentäre Hülle hatte sich etwas anders bewegt, ist mehr oder weniger abgescheert von ihrer Massivunterlage.

Die Regel ist: am E-Ende, dem N-Rand und dem W-Ende des Aar-M. diskordante, am S-Rande konkordante Anlagerung der Sedimente. Meistens ist die Diskordanz in E, N und W klar ausgesprochen, indem die Massivgesteine steile Paralleltextur aufweisen, die Sedimente darüber flacher liegen. Die steile Paralleltextur der zentralmassivischen Unterlage ist aber heterogenen Ursprungs und am wirklichen Contact oft verworren. Nur teilweise handelt es sich dabei um Schichtfugen und Gesteinsgrenzen, z. T. um Fluidaltextur, z. T. um Absonderung, am gewöhnlichsten um Druckschieferung. Zu dieser heterogenen aber einförmigen Textur stellt sich die unzweideutige sedimentäre Schichtung der Zwischenbildungen in auffallenden Gegensatz. Die diskordante Auflagerung der Sedimente ist prachtvoll ausgebildet am E-Ende im Limmerntobel, am Puntaiglasgletscher, im Sandalpkessel unter Selbsanft und Tödi. Sie herrscht dem ganzen N-Rand des Aar-M. entlang vor, wo der Sedimentmantel auf das M. ansteigt, so beiderseits des Reußtales, in Engelberg, unter der Titliskette, im Gebiet des Hasli- und Urbachtales, der Grindelwaldgletscher und des Lauterbrunnentales (Tafel VII).

Da wo das Zentral-M. über die zurückgeschlagenen Ränder des Sedimentmantels hinübergreift, legen sich manchmal die kristallinen Schiefer flach, aber doch in der Regel nicht völlig konkordant auf das Sediment. Schichtung, Schieferung, Plattung greifen dann manchmal durcheinander. Dabei zeigt sich meistens für die Schieferung ausgesprochene Diskordanz: am Mettenberg, am Gipfel von Mönch und Jungfrau steht der Gneis steil südfallend auf fast horizontalen Juraschichten. Für eine einfache Umlegung der unter dem Sedimentmantel liegenden Gneisstellung sind die Zwischenstellungen (Umbiegungen) zwar wohl im Sediment, nicht aber im Gneise zu erkennen. Ob die Diskordanz im überliegenden Gneis bloß durch überkippte hercynische Stellung erklärt werden kann, ist deshalb noch unbestimmt. Clivage verwischt die Schichtung und ihre Umbiegung.

Diese „Unabhängigkeit der Gneisschieferung von der Sedimentgrenze" war es, die einst Studer zu dem Gedanken geleitet hatte, die Gneisschieferung sei eine jungtertiäre Erstarrungstextur. Diese Unabhängigkeit ist aber nicht scharf ausgesprochen; vielfaches Anschmiegen wechselt mit unabhängiger Diskordanz ab (vergl. Fig. 49), und durchweg begleiten starke texturelle Met., nicht aber CM, die Grenze.

Mit voller Bestimmtheit können wir heute sagen, daß die Grenzfläche zwischen Zentral-M. und Sedimentmantel, so verwickelt und zackig sie stellenweise verlaufen mag, kein Eruptivcontact ist. Nirgends gehen auch nur Spuren von CM, von Apophysen usw. in die Zwischenbildungen hinein. Die Zentral-M.-Gesteine mit allen ihren Intrusiv- und Effusivmassen sind prätriadisch; der Sedimentmantel ist triasisch und posttriasisch, die Verfaltung tertiär.

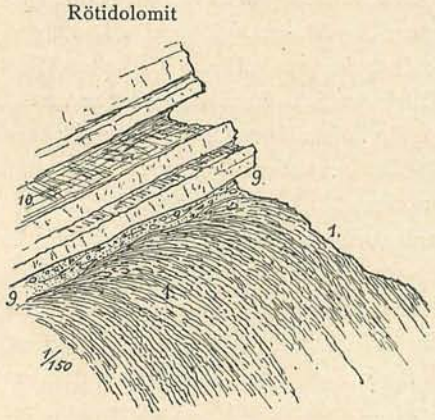



Fig. 48. Massivcontact am Sedimentmantel. „Mechanismus" 1879.

NB. Die Zahlen in den Fig. 48 u. 49 entsprechen den Nummern der im Text S. 157 aufgezählten Erscheinungen.

Alb. Heim erörterte im „Mechanismus" die Frage, ob die diskordante Auflagerung des Sedimentmantels eine Transgression, oder ob die Grenze vom Zentral-M. und Trias eine Dislokationsdiskordanzfuge der tertiären Stauung sei. Sind vielleicht die kristallinen Schiefer unter der Sedimentdecke anders als diese zusammengeschoben, ihre Gewölbe aufgerissen und isoklinal gepreßt worden? Heute wissen wir, daß beides vorkommt. Am Contact von M. und Sedimentmantel gibt es weit verbreitet Erscheinungen, welche für eine Dislokationsdiskordanz sprechen, wobei aber unentschieden bleibt, ob die Diskordanz als Ganzes oder nur in ihrer letzten Ausbildungsform der tertiären Dislokation zuzuschreiben ist. Es gibt aber auch Stellen am Contact, die mit voller Klarheit nur für eine Transgressionsdiskordanz ohne wesentliche spätere (tertiäre) Verschiebungen zwischen M. und Sedimentmantel zu deuten sind.

Als besondere Erscheinungen am Contact des Sedimentmantels mit dem Zentral-M. sind je nach den Stellen in fast unerschöpflichem Wechsel zu beobachten (Fig. 49 mit entsprechender Numerierung):

1. Umbiegen, Schleppen, Anschmiegen der zentralmassivischen Schieferung zum Anschluß an das Sediment.

2. Umbiegen, Schleppen und Anschmiegen der Sedimentschichtung an die zentralmassivische Schieferung bis zur konkordanten Einlagerung von gepreßten Falten zwischen die Gneisschieferung.

3. Feine, altfluidale Fältelung des Orthogneises unter einer ganz ungestörten triasischen Transgression kann stückweise völlig von alpiner DM ausgeschaltet erhalten sein.

4. Verknetung der Grenzregion derart, daß sowohl Fetzen, „Keile" der Sedimente im Zentral-M., als auch solche Vorsprünge „Keile" der M.-Gesteine im Sediment eingeklemmt (verzahnt) oder eingeschleppt sind.

5. Bei diesen Erscheinungen sind stets die Zwischenbildungen der Contactfläche parallel geschichtet und gefaltet; die Contactfläche ist also stets eine Schichtfuge des Sedimentmantels. Die Schieferung und Schichtung im Zentral-M. dagegen ist im Großen und Ganzen unabhängig vom Verlauf der Contactfläche einheitlich gerichtet und nur im kleinen Einzelnen und erst nahe der Contactfläche oft angeschmiegt oder verworren, granitisch oder auch direkt transversal diskordant gestellt.

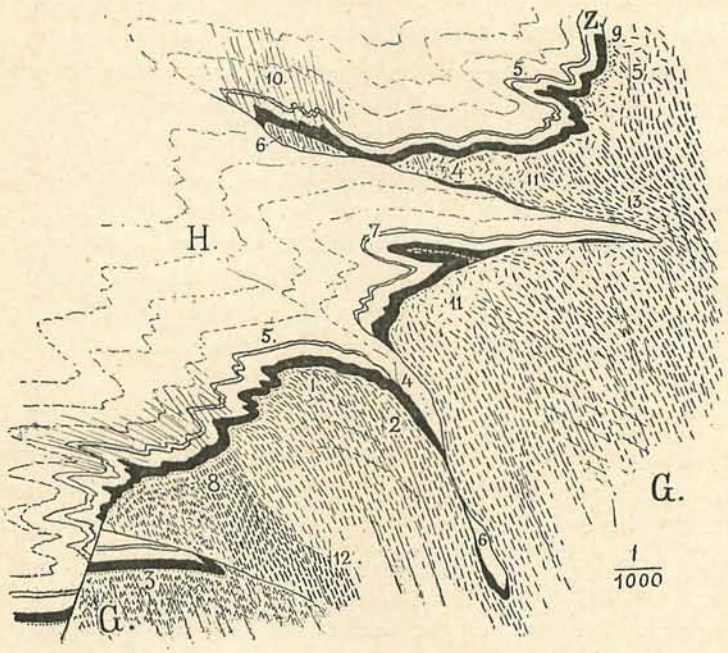



Fig. 49. Sammelprofil für die Erscheinungen des Aarmassivcontactes am N-Rand des Sedimentmantels.
NB. Die Zahlen entsprechen den Nummern im Text S. 157.
G = Gneise, Z = Zwischenbildungen, H = Hochgebirgskalk.

6. „Keile" können vom Muttergestein abgetrennt sein nicht bloß durch Erosion, sondern auch mechanisch abgerissen und verschleppt, so daß in verschiedenen Dimensionen sich nebeneinander sedimentäre Schichtfetzen im Gneis und Gneisfetzen im Sediment eingeschlossen finden.

7. Es kommen auch am Contact Faltungen der Zwischenschichten vor, an denen der Gneis sich nicht sichtlich beteiligt; sie sind ohne Gneiskerne geschlossen über sich selbst gehäuft (7a S. 159). An benachbarten Stellen folgen oft die gleichen

Schichten dem Contact nicht mehr, sondern sind flach linsenförmig auseinandergerissen, so daß Malmkalk mit Gneis in Berührung treten kann (7b S. 159).

8. Die Grenzfläche ist in der Regel nicht wie bei einem Eruptivdurchbruch ein ebener Quer- oder Anschnitt der Sedimente, sondern die Sedimentschichten verlaufen angeschmiegt dem Contact entlang. Dagegen stößt meistens die Gneisschieferung, oft auch allfällige Schichtung (Gesteinswechsel) der kristallinen M.-Gesteine direkt diskordant an den Sedimentschichten ab.

9. Ausbildung eines Mylonites zwischen kristallinen Schiefern und Sedimentmantel aus den Trümmern beider Gesteinsgruppen gemischt ist nicht selten, und solche Mylonite sind manchmal irrtümlich für Verrucano genommen worden.

10. Zentralmassivische Schieferung kann bei diskordantem Zusammenstoßen sich ununterbrochen in gleicher Lage als Transversalschieferung ein Stück weit in die Zwischenbildungen und den Malmkalk fortsetzen. Dies ist ein sehr wichtiger Fingerzeig dafür, daß ein großer Teil der Schieferung im M. an solchen Stellen auch tertiäre Druckschieferung sein kann.

11. In den Gneisen fern der Contactzone fallen Schichtung (durch Gesteinswechsel kenntlich), Glimmerlage und Schieferung meistens zusammen. Manchmal sind sie noch von einer Querklüftung durchsetzt. In der Nähe des Contactes aber treten diese Texturen oft auseinander. Es können sich sogar zwei verschiedene Schieferungsrichtungen, Schichtung und Glimmerlage und dazu noch eine Parallelklüftung schneiden oder wechselvoll kombinieren. Schieferung kann in das Nebengestein als Klüftung überspringen. Diese Kombinationen und Verworrenheiten bis zur Knettextur halten sich an die Nähe der Contactzone, kombinieren sich mit der Contactfläche und müssen deshalb erst mit der Auffaltung der Contactfläche d. h. tertiär, entstanden sein.

12. Die Schieferung im M.-Gebiet ist durchaus nicht immer zugleich der Schichtung entsprechend. Die Schieferung kann eine Gesteinsgrenze schief durchschneiden, oder die Schichtung kann umgebogen sein, die Druckschieferung aber in durchgreifender Gleichförmigkeit unabhängig von der Form der Contactflächen verschiedener Gesteinarten verbleiben. Mit anderen Worten: stellenweise sind Glimmerlage und Schieferung primär (konform Schichtung), stellenweise sekundäre Druckwirkung. Die mechanische Umformung geht bis ins Kleinste hinein. Die Grenzregion am Sedimentmantel ist meistens reich an Spuren der DM.

13. In weiter Ausbreitung zeigt sich eine starke Verflachung in der zentralmassivischen Schieferung gegen die Sedimenteinfaltungen hin, die stellenweise 20—40° betragen kann (Tafel VII, Profil 9—16 links).

14. Am Contact des Zentral-M. mit seinem Sedimentmantel finden sich gar keine für Eruptivcontact bezeichnende Erscheinungen: keine Gänge oder Apophysen, sondern nur mechanische Keile oder Einschleppungen des Silikatgesteines ins Sediment, keine Schollen einseitig nur des Sedimentes im Silikatgestein. Eruptiveinschlüsse im kristallinen Gestein stammen nicht vom mesozoischen Sedimentmantel, sondern von älteren, nicht mehr vorhandenen Sedimenten. Keine Spur echter CM, weder endogener noch exogener Art ist am Sedimentmantelrand zu

finden. Es ist also kein Eruptiv-, sondern ein Transgressionscontact, der regionenweise durch tertiäre Dislokation zerknittert und kompliziert ist.

Beispiele: zu 1. Kreuzbach bei Vättis, Sandgrat, Alpnov Maderanertal, stellenweise am Gstellihorn und Mettenberg; zu 2. Spitzmuldenkeile im Tödigebiet, Fernigen, Spitze des Pfaffenkopf- und Lauberstockkeiles, Dossenhorn, Eigerhöhle, Jungfraukeil südlicher Teil, rechtsseitig unteres Lötschen-

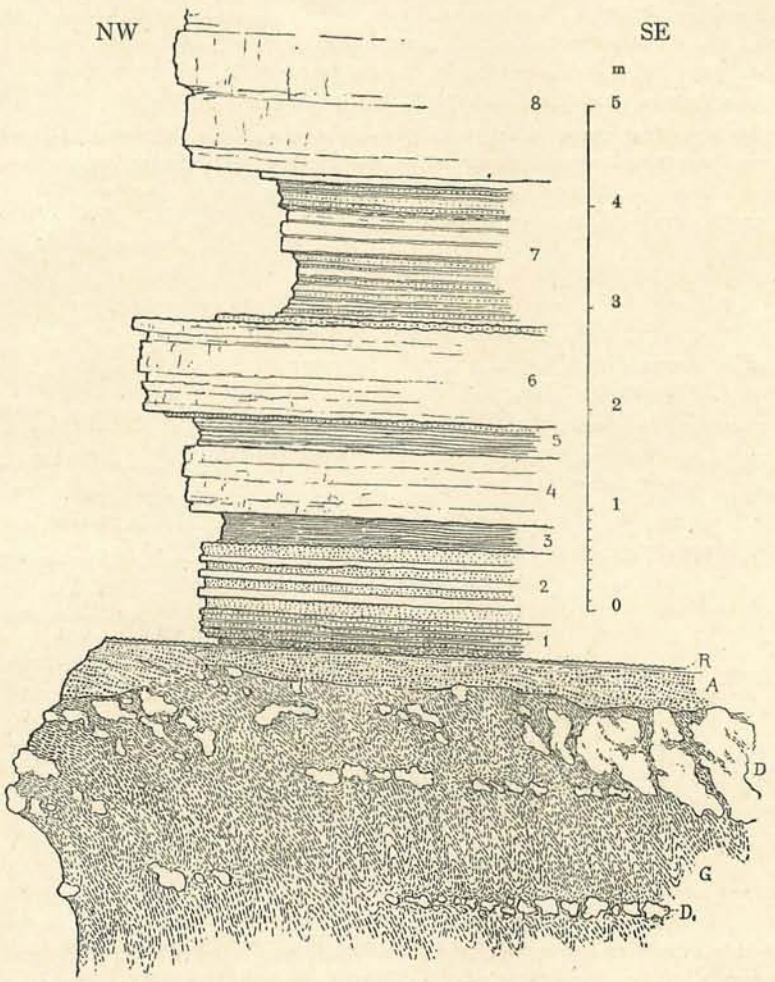



Fig. 50. Der Contact von Gneis und Trias an der Haldenegg bei Erstfeld, Südseite des Felsegg (etwas schematisiert, aus Vj., N. G. Zürich 1917).

G = Erstfelder Gneis, gefältelt, mehr oder weniger verwittert.
D = Dolomiteinschlüsse.
A = Arkosesandstein.
R = Basisbank mit Rippelmarken ‖ 1—8 = mittlere Trias.

tal; zu 3. Haldenegg—Scheidnößli bei Erstfeld; zu 4. S-Seite des Piz Tumbif, Gadmental, Laubstock im Schmallauigraben, Urbachtal—Gstellihorn, Wetterhorn an der Wyßbachschlucht, Mettenberg; zu 9. Gstellihorn, Laubstock, Schmallauigraben usw.; zu 7 a. Sandalp—Selbsanft, Urbachtal W-Seite, am Eiger unter dem Kalligletscher; zu 7 b. oft an der Unterseite vom Pfaffenkopf, Laubstock und Jungfraukeil; zu 6. Sandgrat, an manchen Stellen im Gadmental, unter Gstellihorngipfel; zu 10.

Carbon und Trias im Hintergrund von Val Gliems, unter dem Schloßberg, stellenweise an den Kalkkeilen des Gstellihorn, Brunnihorn—Mettenberg, E-Fuß Eiger, unter dem Mönch, oberer Jungfraukeil; zu 11. Umgebungen von Dossenhorn, Wetterhorn, Mettenberg, Jungfraukeil usw.

„Scheidnössli" oder Haldenegg, auch Gyrebühl genannt, bei Erstfeld (1,6 km N Station Erstfeld, ca. 80 m E über der Straße).

Diese schönste Stelle zum Studium von Nr. 3 ist schon von Lusser und Arnold Escher entdeckt und später von vielen Geologen begangen und mehrfach gezeichnet und beschrieben worden (Alb. Heim 1879, A. Baltzer 1880, W. Staub 1911, B. G. Escher 1911, Alb. und Arn. Heim, Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich 1917), Fig. 50 und 51.

Der typische Erstfeldergneis zeigt völlig frisch in der ganzen Umgebung die intensive feine Fältelung von annähernd normal massivischem Streichen, erkenntlich an der Glimmerlage. Alle Schenkel der schief nördlich überliegenden Fältchen, nicht nur die überkippten, sind reduziert und die Umbiegungsstellen verdickt. Nach dem Contact hin — nicht gegen die jetzige Außenfläche —

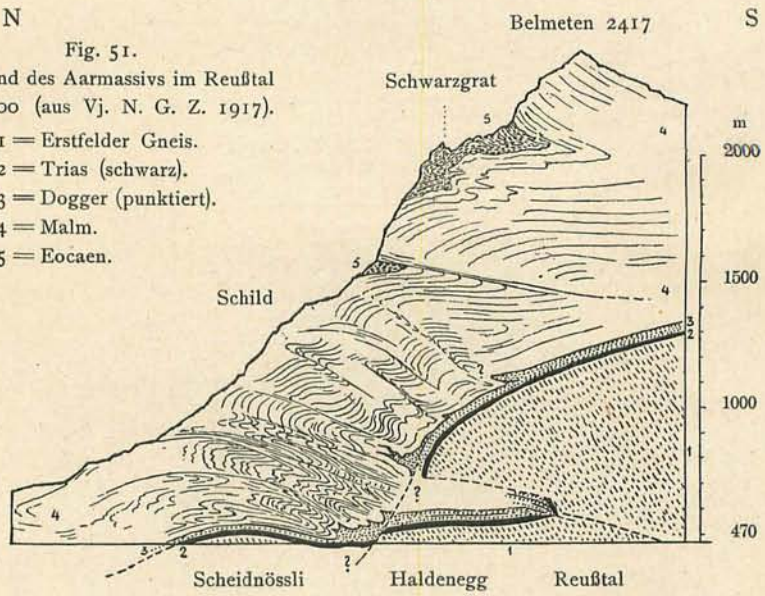



Fig. 51.
Nordrand des Aarmassivs im Reußtal
1 : 30000 (aus Vj. N. G. Z. 1917).
1 = Erstfelder Gneis.
2 = Trias (schwarz).
3 = Dogger (punktiert).
4 = Malm.
5 = Eocaen.

nimmt allmählich die Verwitterung des gefältelten Gneises so zu, daß er zerreiblich wird. Sie ist also von der permischen Oberfläche ausgegangen. Was W. Staub und B. G. Escher für gefältelte Arkose genommen haben, ist prätriasisch verwitterter, primär gefältelter Erstarrungsgneis. Die überliegende wirkliche Arkose ist nicht gefältelt. Im verwitterten Fältchengneis kommen nun bald in schiefen oder horizontalen Reihen, bald in einzelnen Brocken von scharfen oder zerflossenen, zerfressenen Umrissen und Dimensionen von Zentimetern bis zu Metern, die dolomitischen Einschlüsse vor. Der größte Einschluß mag 5 m lang und bis 1 m dick sein. Die vielen knollen- und schollenförmigen Einschlüsse im gefältelten Gneis sind nicht mechanisch eingeknetete Brocken jüngerer Sedimente, sondern wahrscheinlich dolomitische Infiltrationen im verwitterten Gneis. Für das Letztere spricht der Umstand, daß sie sich nur in der oberen prätriasisch verwitterten Gneiszone finden (M. Lugeon, proc.-verb. Soc. Vaud. sc. nat., 5. Dez. 1917). Auf dem steil gefältelten verwitterten Gneis mit seinen Einschlüssen folgt flach diskordant, die Unebenheiten ausgleichend, ein heller Arkosesandstein von 0—1 m. Es handelt sich hier deutlich um das Produkt der Verschwemmung des verwitterten unterliegenden Gesteines (A in Fig. 50).

Nahe ihrem oberen Rande wird die Arkose sehr fein und dünn horizontal geschichtet. Darauf liegt dann ein fein quarzitisches, vollständig ebenes Schichtchen von 1—2 cm Dicke (R), dessen tonige Oberfläche die schönsten, regelmäßigsten, 5—6 cm weiten, $^1/_2$—1 cm hohen Wellenrippen besitzt.

Alle nun überliegenden Schichten sind gleich eben gelagert, entsprechend dem sanften Absinken des M. nach NE. Quarzitsandsteine, Rötidolomitbänke und Tonschieferschichten wechseln miteinander ab. Von Rutschflächen, Brüchen oder nennenswerten mechanischen Deformationen ist nichts zu sehen. Die Fältelung des unterliegenden Gneises muß also ein älteres Phänomen ganz anderer Art sein als die alpine Stauung, denn diese hätte nicht den Gneis so fälteln und gleichzeitig die darüberliegenden Sedimente völlig ungestört belassen können. Scheidnößli zeigt also eine Diskordanztransgression der Trias in ursprünglicher Form erhalten, ohne jede tertiär-alpine Störung der gegenseitigen Lagerung von M. und aufliegender Trias (1—8 in Fig. 50).

Wie konnte hier ein Gebirgsklotz, unbeeinflußt durch die dislozierenden Bewegungen, seine primäre Lagerungsfolge in die Gegenwart hinüberretten? Die ungeheuren Verfaltungen der Zwischenschichten gleich nördlich der Haldenegg bilden dazu einen merkwürdigen Gegensatz. Am Scheidnößli ist ein abgescherter Klotz von Gneis mit aufliegenden Zwischenbildungen von den südlicheren M.-Teilen überfahren und dadurch der tertiäre Schub unter Ausschaltung des unterliegenden Stückes weiter nach N übertragen worden. (Vergl. Fig. 51.)

Scheidnößli-Haldenegg und der Muldenkeil von Fernigen sind große Gegensätze. Hier ein einzelnes Stück, das mit Ausnahme seiner Erhebung aus der Tiefe durch die tertiär-alpine Stauung weder in der Struktur des Gneises, noch in den Contactlagerungen nennenswert verändert worden ist; dort umgekehrt ist die alte Geschichte fast ganz durch die gewaltige tertiär-alpine Faltung verwischt.

### c) Die Faltung des Sedimentmantels.

Die Faltungen des Sedimentmantels am Aar-M. sind innere, randliche, endständige und fortsetzende.

#### 1. Innere Einfaltungen von Sedimenten.

Die Beobachtung führt hier sofort zu einem scharfen Auseinanderhalten der Einfaltungen von Carbon (event. mit Perm?) einerseits und derjenigen von mesozoischen Sedimenten andererseits. Die beiden sind mit wenigen Ausnahmen voneinander örtlich getrennt und unabhängig.

##### a) Die Carbonmulden.

Die Carbonmulden sind dem Volumen nach die bedeutendsten (Tafel VII). Ihre Gesteine sind zentralmassivisch steilgestellt und haben zur ursprünglichen Schieferung und Schichtung noch Druckschieferung angenommen. Die Triastransgression überdeckt ihre Schichtenköpfe, als ob sie Gneis wären. In ihrer Anlage sind sie hercynisch, in ihrer heutigen Ausbildung durch die tertiäre Alpenstauung verschärft. Sie enthalten manchmal prätriasische Eruptiva und haben durch solche CM und überdies auch manchmal schon hercynische Stauungsmet. erlitten. Sie gehören meistens ganz der Sericitschieferzone des Zentral-M. an und sind von derselben nicht abzutrennen. Schwarze Tonschiefer, oft mit Arkosebeimischung oder mit Konglomeraten, dünne Graphitschmitzen und Anthracitflözchen, am Tödi auch reiche Pflanzenfunde, lassen das Carbon erkennen. Häufig sind sericitisierte, weißseidenglänzende Felsitporphyrschiefer die Begleiter der schwarzen Schiefer.

Westlich der Aare im Innern des M. hat von Fellenberg in drei Zonen Spuren von Carbon gefunden:

1. Bei Goltschenried im Lötschental, vielleicht dem Streichen der Faldumrothornmulde zugehörig, graphitische Tonschiefer in grünen Schiefern, steil S fallend. Bei 1590 m Höhe ist seither nachgegraben und ein beinahe 1 m starkes Anthracitflöz gefunden worden. Im Lötschbergtunnel wurde ca. 400 m tiefer bei 1522 m vom S-Portal das 1 m mächtige Anthracitflöz, in 14 m carbonischen Ton- und Sericitschiefern eingeschlossen, fast senkrecht gestellt, durchstochen (Taf. VII *Pr. 18*).

2. Im Streichen ca. 4 km weiter nördlich stehen an der Sattellegi bei 2600 m als äußere beidseitige Ränder einer zentralmassivisch gestellten Mulde von Lias mit Trias schwarze kohlige Tonschiefer an. Im N-Flügel, an die kristallinen grünen Schiefer angrenzend, sind sie 10—15 m, im S-Flügel nur wenige Meter mächtig. Die ganze muldensymmetrische Schichtfolge von Lias, Trias und Carbon ist dem Zug der Sericitschiefer konkordant eingelagert und kann wenigstens in den äußeren Schichten auf ca. 3 km streichend verfolgt werden (Taf. VII Pr. 17).

3. In abermals einige Kilometer weiter N folgendem Streichen fand Fellenberg ca. 200 m nördlich unter dem Gipfel des Mönch, konkordant in dessen Gipfelgneis steil S fallend eingelagert, schwarze, wellige, dem Carbon gleiche Tonschiefer (Taf. VII Pr. 14).

4. Östlich der Aare setzt ein Carbonzug am Kilchlistock ein (Pr. 9 u. 10). O. Fischer hat ihn kartiert (Manuskript). Die schwarzen Schiefer streichen den einschließenden Sericit- und Amphibolitschiefern der Zone II konkordant von der Mittagfluh S Guttannen durch den Kilchlistock unter der Klubhütte am Triftgletscher durch, dann durch den Thältistock nach dem hinteren Tierberg. Ein etwa 1 km südlicherer Carbonzug ist am 3403 m hohen Maasplankstock, wohl 1 km breit, entwickelt. Nicht nur dunkle Schiefer, begleitet von Porphyr und Porphyrtuff, auch ausgezeichnete Carbonkonglomerate liegen in diesen Schwarzschieferzonen. Im Streichen messen wir von Mittagfluh bis Hintertierberg 8 km. An letzterem Gipfel streicht das Carbon gegen E in die Luft hinaus. Deutlich zeigt sich in diesem Gebiet die Verbreiterung der synklinalen Carbonzone nach der Höhe in den Gipfeln von über 3000 m, während nach der Tiefe sie sich rasch verengert, auskeilt und in den zwischenliegenden tiefen Quertaleinschnitten die Talböden nicht mehr erreicht. Der carbonische Muldentrogboden steigt von 1800 m im Haslital zum östlichen Ausgang am Hintertierberg auf 3150 m. Das Carbon des Maasplankstock greift am östlichen Abhang kaum bis 2700 m hinab und fehlt östlich des Tales schon bei 3000 m ganz. In wenig verschobenem Streichen folgt Fernigen und der Anthracit am Bristenstock; eine direkte Verbindung des Carbon im Triftgletschergebiet mit diesen Vorkommnissen ist nicht vorhanden.

Es bestehen verschiedene Arbeiten (v. Fellenberg, Schmidt, Bonney) über ein Calamiten-stammartiges Gebilde, das im Sericitpsammitgneis bei Guttannen zum Vorschein gekommen und im Museum von Bern aufgestellt ist. Obschon jene Gesteine nicht im Zug der schwarzen Schiefer liegen, könnten sie doch carbonisch sein, indem gewiß viel mehr Gestein aus der Sericitschieferzone carbonisch ist („Casannaschiefer"), als bloß die schwarzen Schiefer mit Konglomerat und Anthracit. Indessen haben alle Untersuchungen im Zweifel gelassen, ob es sich im Funde bei Guttannen wirklich um den metamorphosierten Rest einer Pflanze handelt.

5. Im Streichen ca. 6 km nördlicher folgt ein ähnlicher, aber weniger weit zu verfolgender Carbonzug, konkordant im steil S fallenden Gneis der nördlichen Orthogneiszone I eingeklemmt. Zuerst erscheint er in porphyrischer Ausbildung am Benzlauistock S Innertkirchen. Hans Morgenthaler (mündliche Mitteilung) hat ihn von dort zusammenhängend verfolgt bis in die schon früher bekannte Zone von Anthracitschiefern und Konglomeraten im Wendentäli und am Wendenjoch, d. i. am Übergange aus dem Gadmental ins Engelbergertal an der SE-Ecke der Titliswand. Der mächtige Sedimentmantel fällt am Titlis 10—20° gegen NNW; darunter fallen die Gneise diskordant steil nach SSE. Konkordant in diesen Gneisen eingeschlossen, also unter etwa rechtem Winkel diskordant unter dem Sedimentmantel findet sich ein Schichtenpaket von ca. 330 m Mächtigkeit, bestehend aus einem Wechsel von Konglomeratgneisen, schwarzen Schiefern mit Kohlen (Anthracit und Graphitoid), Konglomeraten mit Kohlen und einem Kohlenflözchen. Sericit- oder Porphyrschiefer sind hier oben nicht zu sehen, schließen aber westlich am Abhang des Wendentales das Carbon beidseitig ein. Der carbonische Schichtenzug setzt nach ENE unter dem Grassengletscher fort. Vielleicht gehören noch einige Fetzen schwarzer Schiefer am Obersee und Riedtal im Erstfeldertal dazu.

Der Pfaffenkopfkeil (Jura) gehört einem nördlicheren Streichen an. Ein zwischen Klein-Spannort und Zwächten zentralmassivisch gestelltes Stück schwarzen Schiefers ist nicht Carbon, sondern Dogger.

Vom Schreckhorn bis an die Reuß gibt es also einen starken Carbonzug, der nahe dem N-Rand der großen Amphibolitzone liegt, einen zweiten, der der nördlichen Gneiszone angehört, außerdem einige zwischenliegende kleine, zentralmassivisch gestellte Carboneinlagerungen.

Östlich der Reuß folgt:

6. Anthracit am N-Abhang des Bristenstock am Bristenstäfeli, Arnold Escher schon seit 1845 bekannt. In den dort 1500—1650 m hoch liegenden Schiefern mit 40—50° SSE-Fallen sah man früher von unten nach oben (= N nach S, die Aufschlüsse sind leider jetzt verstürzt): 1. Sericitschiefer (Porphyrschiefer), 2. 6 m weißen Sericitschiefer, 3. 0,5 m schwarzen, anthracitischen Tonschiefer, 4. 30 m weißen, seidenglänzenden Sericitschiefer, 5. max. 1 m Anthracit, brecciös und voller Rutschspiegel, teils graphitisch, 6. 15 m schwarzen, glänzenden Schiefer mit weißen Feldspatkörnern, 7. weiße, feinschiefrige Sericitschiefer voller Rutschspiegel, 8. Sericitschiefer (Porphyrschiefer, Verrucano?).

Dieser Komplex ist unten und oben von Sericitgneis eingeschlossen. Der Anthracit ist etwa 1 km im Streichen verfolgt; die begleitenden, außerordentlich gepreßten schwarzen Schiefer mit weißen Feldspatkörnern und die weißen Sericitschiefer findet man gegen E auch im Etzlital und am Tscharren (N Oberalpstock), gegen W am Triftlauitalausgang und bei Inschi. Königsberger zeichnet diesen Zug carbonischer Gesteine ganz zusammenhängend vom S-Rand des Ferniger-Kalkkeiles im Meiental quer durchs Gornerental, hinter Geißberg, bei Inschi quer durch die Reuß, am Bristenstockabhang hinüber durch Etzlital bis Bänderstock, d. i. auf 23 km im Streichen.

Dieser carbonische Schichtenzug liegt durchweg in der Sericitschieferzone; er streicht und fällt mit den Zentral-M.-Gesteinen; er wird nicht von Mesozoikum begleitet und gehört tektonisch dem Zentral-M. an.

Im fortgesetzten Streichen gegen ENE treffen wir schwarze Tonschiefer dieser Art mit graphitischen Rutschflächen am Sandgrat, unter dem Stockgron und Stockpintga und sodann:

7. das Carbon auf der Bifertenalp am Tödi (vergl. B. G. Escher, Carbon an der N-Seite des Tödi usw., Amsterdam 1911). Ein reicher Schichtenkomplex von Schiefern enthält Anthracit, Sandsteine und Konglomerate, Porphyr- und Pegmatitintrusionen und führt viele, zum Teil gut in Sericit erhaltene Pflanzenreste. Den Anthracit kannte Hans Conrad Escher v. d. Linth schon 1807. Die Pflanzen wurden zuerst 1879 von A. Rothpletz gefunden. Er bestimmte 21 Spezies des Mittelcarbon („Die Steinkohlenformation und deren Flora an der Ostseite des Tödi", Abh. schweiz. pal. Ges. Bd. 6, 1880). Später wurde noch von Verschiedenen weitergesammelt. R. Zeiller unternahm auf mein Ansuchen eine genaue Prüfung dieser letzteren Exemplare und bestimmte darnach das Alter auf Oberstes Westphalien. Der Anthracit selbst bildet nur Streifen und Schmitzen von wenigen Zentimetern Mächtigkeit und wenigen Metern Länge (Schwemmkohlen). Meistens ist er würfelig zerbrochen und durch gelbe Quarzsekretionen wieder verkittet. Manchmal sind die Schmitzen eng gefältelt. In der Scharte nördlich vom Bifertengrätligipfel erreicht eine Anthracitschmitze ausnahmsweise 3 m Mächtigkeit.

Die Lagerungsverhältnisse sind am Tödi sehr kompliziert. Nach B. G. Escher liegt das Carbon in Gewölbewellen diskordant über den Zentral-M.-Gesteinen, teils greift es in zwei konkordant eingeklemmten und gegen E tiefer hinabragenden Mulden zwischen dieselben tief hinab (Taf. VII Pr. 2). Wo Carbon an den Porphyrgranit des Hinterröthigletschers stößt, ist es CM. An vielen Stellen setzt die starke Transversalschieferung des Zentral-M. durch das Carbon fort. Am Carbon des Tödi soll sich, analog den Vorkommnissen an den Dents de Morcles und in den W-Alpen, eine ältere Diskordanz, mit welcher das Carbon auf dem Gneis liegt, und eine jüngere, mit welcher Trias über Carbon greift, unterscheiden lassen. Die Arbeit von B. G. Escher ist jedoch noch nicht die letzte für diese Region notwendige Untersuchung.

Kohlenspuren finden sich noch mehrfach im Aar-M., so Graphit im Sericitgneis der Umgebung von Amsteg (z. B. im Windgällentunnel und im Straßentunnel Amsteg-Bristen) in Schmitzen und auf zahlreichen inneren Rutschflächen. Graphit und

Graphitgneis wird aus den Sericitgneisen am S-Rande des M (Goms Oberwallis) aufgeführt. Schwarze, dem Carbon ähnliche Schiefer fand Alb. Heim noch an vielen Stellen in der Tödi-Windgällengruppe. Diese Vorkommnisse sind natürlich für carbonisches Alter dieser Paraschiefer nicht beweisend, aber sie geben ohne Gegengrund dafür doch eine gewisse Wahrscheinlichkeit.

b) Muldenzug mesozoischer Gesteine.

Nicht nur Carbon kommt als innere Einfaltung von Sedimenten im Aar-M. vor. Es gibt auch solche aus jüngeren Sedimenten.

Wir stehen zunächst vor dem merkwürdigen Jurakalkzug von Fernigen im Meiental (Uri) (Fig. 52).

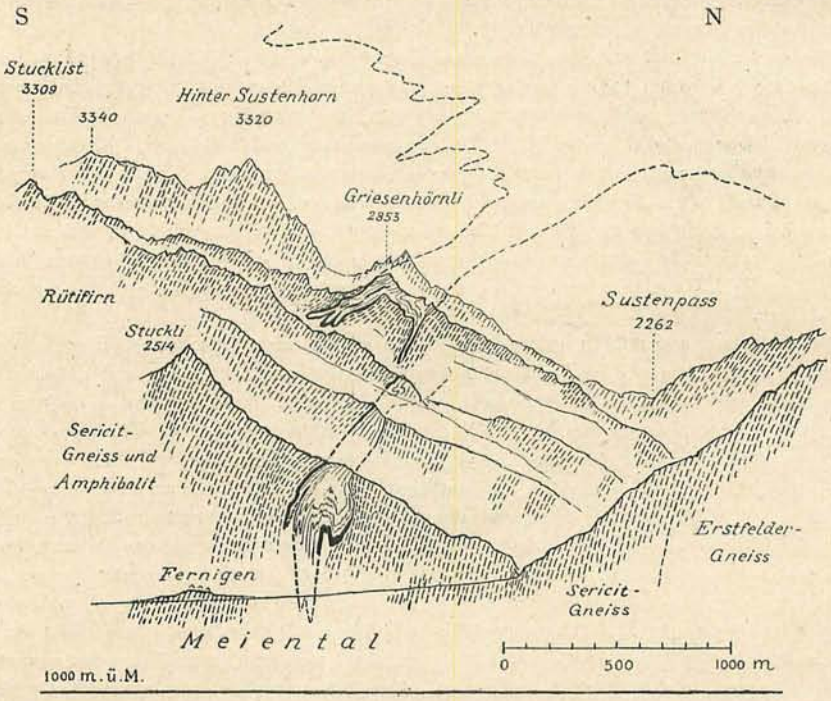



Fig. 52. Die Juramulde von Fernigen im Aarmassiv.

Hans Conrad Escher v. d. Linth kannte den „Urkalk" im Meiental. Lusser sah ihn 1817 und besprach ihn 1829. Arnold Escher fand 1845 darin bei Fernigen gestreckte, in Stücke zerrissene Belemniten. Alb. Müller berichtet 1873 darüber; es folgen Alb. Heim, A. Baltzer, C. Mösch und C. Schmidt. Alle vorhandenen tektonischen Zeichnungen und stratigraphischen Beobachtungen schienen mir ungenügend, so daß eine neue Untersuchung notwendig war (Albert und Arnold Heim in Vierteljahrsschr. d. natf. Ges., Zürich 1916, daraus Taf. VIII).

Die Kalkmasse von Fernigen hat ungefähr 200—250 m Breite. Sie liegt eingeklemmt innerhalb der Zone II, d. h. in den Sericitschiefern, Sericitgneisen und Amphiboliten des Aar-M., und greift zwischen den 3400 m hohen Gipfeln hinab bis unter die bei 1450 m liegende Sohle des Meientales, die sie quert; das ist wohl 3000 m unter der ursprünglichen Massivhöhe. Die nordwestliche Hälfte der

Kalkmasse erreicht den Talboden nicht mehr ganz. Dort liegt der Kalk diskordant auf den steiler geschieferten Sericitgneisen; an den Flanken dagegen schmiegt sich der Kalk konkordant den Gneisen an. Die Kalkschichten sind innerhalb des Paketes in 8—10 kleinere, meistens scharf spitz umgekrümmte Falten zusammengedrängt. Nach oben verengert sich die Kalkmasse auf etwa die Hälfte. Das stratigraphische Profil ist von beiden Flanken der Kalkmasse gegen dieselbe hinein symmetrisch, das älteste außen, das jüngste in der Mitte, der N-Schenkel steil normal, der S-Schenkel isoklinal überkippt. Das Ganze ist also eine Mulde mit innerer Sekundärfältelung. Auf Sericitgneis folgt Sericitquarzsandstein, nur wenig Rötidolomit, kein Lias, aber gegliederter, mittlerer und oberer Dogger und der Malm. Fossilien sind

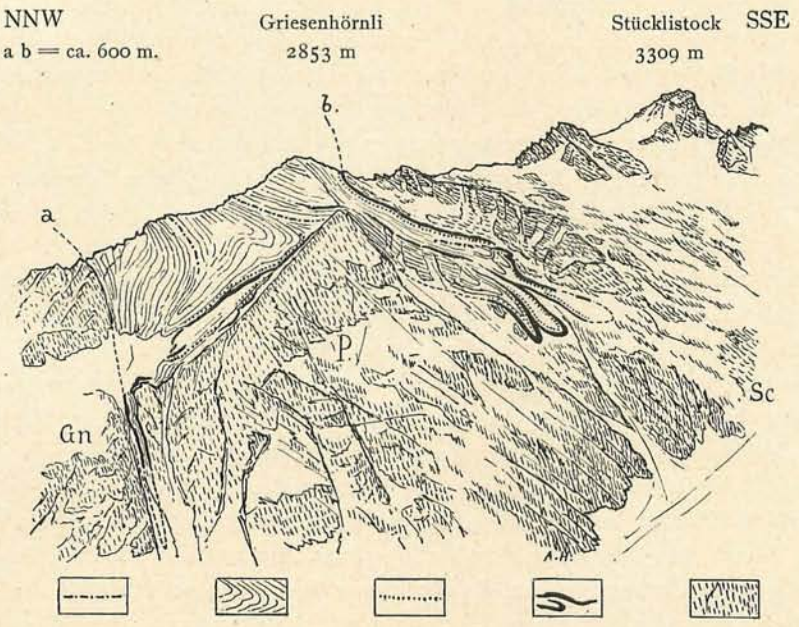



Fig. 53. Der Kalkkeil in der Westwand des Griesenhörnli im Meiental. Nach Phot. von E. Hugi u. geol. Aufnahme von H. Morgenthaler.

häufig, besonders im Malm. Die Entwicklung der Schichtreihe entspricht derjenigen an der nahen Windgälle. Die Verfaltung aller Schichtglieder ist harmonisch.

Die DM ist ausgezeichnet ausgebildet in Texturänderungen: Transversalschieferungen an den Umbiegungsstellen, Lamination in den Faltenschenkeln, ausgezeichnete Linearstreckung, Deformation der Petrefakten (Taf. III und Fig. 37); dazu kommen Ummineralisierungen: Chloritisierung der Zwischenschichten des Eisenoolithes, Ausbildung von Magnetit im Eisenoolith, Sericithäute überall auf den Plattenfugen, Sericitisierung der Doggerbasisschichten, salinische Struktur, Vergrößerung und Streckung des Mikrokornes und hellere Färbung im Malmkalke. Von irgendeiner CM ist keine Spur zu finden. Wohl aber sind die angrenzenden Por-

phyrschiefer und Gneise in ähnlicher Weise umgeformt (besonders geschiefert, gestreckt, sericitisiert, chloritisiert) wie die Sedimente.

Von Fernigen gegen W setzt die Kalkmasse, auf etwa 100 m verengert, lückenlos fort gegen das Griesenhörnli oder Blauberg (2853 m) S Sustenpaß. Dort hat Baltzer zuerst beobachtet, daß die Kalkmulde zweizipflig ist. Aber erst H. Morgenthaler (briefliche Mitteilungen von 1916) hat entdeckt, daß auch hier in den beiden Zipfeln der Malmkern konkordant umhüllt ist von Eisenoolith und Echinodermenkalk, daß auch hier die Doggerbasis, Lias und Rötidolomit stratigraphisch fehlen; ferner, daß auch hier der S-Keil mehrlappig ist. Darunter liegt Porphyr. Der Malm schließt am Griesenhörnli nach Morgenthaler auch noch Schichtpakete eines Quarzsandsteines ein, der wahrscheinlich Eocän ist (Fig. 53). Weiter gegen W ist die anstehende Fortsetzung des Fernigerkalkes bisher nicht sicher gefunden worden. Fr. Jos. Hugi spricht von Kalk am Steingletscher. In der Tat findet man Dogger und Malm am Steingletscher und Steinlimmigletscher in den Moränen nicht selten, in der Furtwengalp Rauhwacke (Truninger).

Von Fernigen gegen E durchquert der Kalkzug das Meiental schief, streicht über den Grat nach Lauchernalp, dann durchs Gornerental, und endigt in der Inschialp, wo ihn Arn. Escher aufgefunden hat.

Die streichende Erstreckung mißt wenigstens 15 km, vielleicht noch mehr. Eine solche Einfaltung ist ein tiefer Zug im Bau des Zentral-M., der im Streichen auch nicht plötzlich endigen kann. Arbenz hat wohl mit seiner Vermutung recht, daß der Kalkzug von Fernigen gegen E der Muldenspitze der Windgällenfalte und gegen W dem oberen Jungfraukeil entspricht. Er trennt aber nicht ein Erstfelder- von einem Aar-M., sondern er sticht hinab in die Sericitgneiszone mit Amphiboliten, welche beiderseits des Fernigerkalkes anstehen. Die Kalkmulde von Fernigen fällt mit keiner Carbonmulde zusammen; sie liegt zwischen den Carbonzonen. Wenn der Jungfraukeil und die spitzgeklemmte komplizierte Mulde von Oberferden die Fortsetzung der Kalkkeile von Fernigen sind, so setzt die gleiche Trennung von mesozoischen und carbonischen Muldenkernen auch dorthin fort: Im Lötschbergtunnel ist das Carbon durch 1800 m Gneis von dem nördlicheren Jungfraukeil getrennt (Lugeon, „Beiträge" Lfg. 30, Taf. V, 1916).

Am W- und E-Ende des Aar-M. werden wir auf ähnliche spitz eingeklemmte Mulden mesozoischer Gesteine treffen.

Nach dem Prinzip: der Vorgang des Einschließens ist jünger als die Entstehung des Eingeschlossenen, beweisen alle diese im Zentral-M. eingeklemmten Spitzmulden von Mesozoikum, daß die gewaltige Tektonik des Zentral-M., im besonderen die Steilstellung seiner Gesteine in diesen Zonen von der alpinen (jungtertiären) Dislokation geschaffen worden ist.

Die Ansicht, das Zentral-M. mit schon älterer Steilstellung seiner Schichtung und Schieferung sei unter dem Sedimentmantel aufgespalten und dieser dann muldenförmig in die Lücken hinabgesunken, ist für den Ferniger Kalkkeil unhaltbar, weil an der Contactfläche von kristallinen Schiefern und Mesozoikum Rutschflächen und Reibungsbreccien fehlen und die Erscheinungen einer stratigraphisch primären, unverrutschten Transgression bis in den Grund der schmalen, über 3000 m tiefen Mulde erhalten sind. Im Grunde der Mulde greift die Schieferung des Zentral-M. in die mesozoischen Gesteine als Transversalschieferung über; primäre Diskordanz ist auch hier fraglich.

Kristallines Gebirge, mesozoische Kalkmassen und tertiäre Quarzsandsteine müssen also gemeinsam um den gleichen Betrag gefaltet und aufgerichtet worden sein. Die Ferniger Kalkmasse ist eine durch die alpin-tertiäre Bewegung der kristallinen Gesteine tief eingeklemmte Muldenfalte. In gleichem Sinne spricht die gleichartige Mehrlappigkeit des Muldengrundes auf über 4 km Abstand. Das gleiche gilt von den Spitzmulden im Tödigebiet und anderen.

Im Aar-M. sind also deutlich zu unterscheiden: a) innerzentralmassivische Carbonmulden, vom postpermischen Sedimentmantel meistens diskordant transgressiv überdeckt, und b) innere, zentralmassivisch gestellte Mulden mesozoischer Gesteine, durch die tertiär-alpine Faltung vom Zentral-M. eingeklemmt. Es ist sehr bezeichnend, daß die beiden Arten von Muldenzonen im allgemeinen auch örtlich nicht zusammenfallen. Die zentralmassivisch gestellten mesozoischen Mulden (Fernigen, Jungfraukeil, unter den Brigelserhörnern usw.) sind nicht von Carbon umfangen, und in den meisten Carbonmulden sind keine mesozoischen Muldenkerne vorhanden. Die Carbonmulden sind hercynisch angelegt und alpin steiler isoklinal gestellt; die mesozoischen Mulden sind nur alpin gebildet. An den letzteren allein kann der Betrag der alpinen Auffaltung der Zentral-M. richtig bemessen werden. Die Trennung von Carboneinfaltungen und mesozoischen Einfaltungen ist manchmal, z. B. im Aiguilles-Rouges-M., auch noch durch etwas abweichendes Streichen der beiden Muldenarten gekennzeichnet. Nur ausnahmsweise, gewissermaßen zufällig, fallen Carbonmulden und mesozoische zusammen, wie an der Sattellegi, unter dem Faldumhorn (Lötschental Taf. VII Pr. 17) und an der SW-Seite unter dem Tödi (Taf. XVIII Pr. 3).

### 2. Randliche Faltungen des Sedimentmantels (Taf. VII).

#### a) Nordrand:

Literatur (außer der S. 126 zitierten): M. Lugeon, „Beiträge" Lfg. 30, 1914 und Arbeiten von W. A. Keller, van der Ploeg, Seeber, W. Staub und Arbenz.

Von der Linth bis zur Reuß. Im Hintergrund des Linthtales am N-Rande des Aar-M. ist der Sedimentmantel in voller Kraft erhalten geblieben. Er ist dort quer durchschnitten vom Limmerntobel und vom Sandalpkessel (Taf. VII Pr. 1—3). Am Selbsanft steigen die „Zwischenbildungen" von der Höhe des M-Rückens (hier noch ca. 2700 m) treppenförmig gefältelt, oft mit zerrissenen Mittelschenkeln, hinab, bis sie bei 1200 m unter den Boden der unteren Sandalp hinabstechen. Der Malmkalk folgt den Zwischenbildungen harmonisch, aber seine Falten liegen noch flacher nördlich über und holen weiter aus. Am Abhang der Baumgartenalpen sieht man sie in Form ausgezogener Platten oder Faltenspitzen weit ausgestreckt (VII, 1 u. 2 sowie XVIII, 2 unter dem Hausstock). Die ungeheuere Talschlußwand des Linthtales, die anderswo kaum ihresgleichen findet (Fig. 55), vom Selbsanft (3000 m) bis hinab ins Thierfehd (800 m), ist auf die ganze Höhe aus dem ca. 500 m mächtigen Malmkalk gebildet, der hier in 8—15 harmonischen, nach N überliegenden, prachtvoll sichtbaren Falten zusammengelegt nördlich absteigt. Die Normalschenkel fallen in Schichtung und Clivage flach (10—30°) südlich; die Umbiegungen und die steileren verkehrten Schenkel sind in der fortgesetzten Lage

der Gewölbeschenkel von einheitlicher Schieferung durchsetzt; die Schichtfugen der Umbiegungen sind mit Clivage verzahnt.

Von hier weiter gegen WSW verschmelzen die kleinen harmonischen Falten mehr und mehr, bis sie schließlich eine große, weit ausholende, nach N übergelegte Falte bilden: die Windgällenfalte. Das Maderanertal trennt denjenigen Teil des Aar-M., der die Windgällenfalte trägt, von dem zentralen, von der Sedimentdecke entblößten südlicheren Teile ab (VII, 4 u. 5). Im Scheerhorn ist noch der liegende Gewölbeschenkel — Fortsetzung des Selbsanft — erhalten, und dem Sericitgneis beider Gipfel des Piz Cambriales sitzt noch ein gefaltetes Fetzchen Rötidolomit als Erosionsrest der Sedimentdecke auf (XIX, 4).

Die Windgällenfalte enthält als Gewölbekern, von zentralmassivischer Seite eingreifend, die Quarzporphyrschiefer der Alp Nov und die prachtvollen Quarzporphyre der Windgällen selbst. Der Gipfel der kleinen Windgälle ist aus dem Porphyr des Gewölbekernes, die Große Windgälle aus der liegenden Gewölbeaufbiegung des Hochgebirgkalkes gebildet (Fig. 2 und Taf. VII, 5 und XIX, 4).

Der Muldenkern der Windgällenfalte besteht aus Nummulitenkalk, der etwa 3 km breit unter das liegende Gewölbe gegen S greift. Er zeigt sich fensterartig aufgeschlossen mit intensiven Verknetungserscheinungen rings um das untere Ende des zurückgeschmolzenen Hüfigletschers, von dem er freilich bald wieder überdeckt sein wird. Westlich daneben ist er von der Muldenumbiegung des Jura und der zentralmassivischen Gesteine verhüllt, sticht aber, zur Doppelmuldenspitze zusammengedrückt, ob Golzeren wieder aus dem Gebirgskörper zutage; ein guter Kletterer kann von dort auf dem Nummulitenkalk fast ununterbrochen südlich und westlich um die kleine Windgälle herum bis zur Seewelialp gelangen, wo er dann in der nördlichen eocänen Umhüllung der Windgällenfalte steht.

Im Querschnitt des Reußtales ist der Muldenschenkel der Windgällenfalte vollauf durchschnitten. Unter demselben ist zuerst die nördliche Gneiszone (Erstfeld) entblößt, um deren Breite nun hier das Aar-M. gegen W zunimmt. Der Verlauf des nördlich absteigenden Sedimentmantels ist in den Zwischenbildungen zunächst nördlich der Windgälle ziemlich glatt; nördlich Erstfeld aber folgen Schuppungen und weit ausholende, zickzackförmige Faltungen. Auch hier holen die Fältelungen im Malmkalk weiter aus, und der Nummulitenkalkstein legt sich oben harmonisch in diese hinein (Fig. 51).

Auf der Strecke von Linth bis Reuß steigen die Falten des Sedimentmantels gegen W höher, was aber durch den in dieser Richtung zunehmenden Abtrag so kompensiert wird, daß die Gipfel in fast gleicher Höhe bleiben (S. 66/67). In dieser ganzen Zone, von der Sandalp bis an die Windgälle, ist der Nummulitenkalk harmonisch dem Zentralmassivcontact und stellenweise auf über 2 km Breite horizontal unter die Zentral-M.-Gesteine hineingefaltet — sicher nicht schon hercynisch!

Den N-Rand des Aar-M.-Mantels begleiten noch parautochthone Decken. Es sind kleinere Falten und Schuppen, abstammend vom verschwundenen Kalkrücken über dem Zentral-M., ausgezogen, verschleppt und manchmal abgerissen durch die darübergewanderten helvetischen Decken, und dann noch in die Windgällenfalte harmonisch eingewickelt. Die letztere Erscheinung zeigt deutlich, daß

die große Verfaltung des N-Randes des Sedimentmantels mit dem M zusammen die Überschiebung der helvetischen und parautochthonen Decken überdauerte. Solche parautochthone Decken sind an den Teufelsstöcken und am Kammlistock vorhanden (Oberholzer und W. Staub). Der Tunnel an der Klausenstraße durchsticht die Kreidestirn der Griesstockdecke (Alb. Heim in Vierteljahrsschrift natf. Ges., Zürich 1906). Noch tiefer liegen einige kleinere Schuppen und die Hohfaulendecke (VII, 4 und XIX, 4).

Von der Reuß bis zur Aare. Das Aar-M. ist höher geworden und breiter abgedeckt. Die Windgällenfalte ist in ihrer Fortsetzung abgetragen; der hoch aufgerichtete, nördlich abfallende Rand des Sedimentmantels bildet den Schloßberg, den Titlis, die Gadmenflühe. Diese gewaltige Gebirgskante entspricht dem nördlich absinkenden Muldenschenkel der Windgällenfalte. Die Fortsetzung der letzteren läge südlich oben in der Luft. Die Anschnitte im Erstfelder- und Gadmental sind vorherrschend streichend und trennen den Mantelrand vom M ab. Da wo die Entwicklung solcher Längstäler etwas aussetzt, sind einzelne, meist flach gelagerte Stücke des Sedimentmantels auf dem M.-Rücken erhalten geblieben: die Spannörter zeichnen sich aus durch ihren an die tirolischen Dolomiten erinnernden Zerfall nach Vertikalklüften; die Sedimentkappen an Zwächten und Krönte tragen über den Zwischenbildungen nur noch wenig Malm (VII, 7). Die Zwischenbildungen machen viele kleine Fältelungen oder Schuppen, die zu gestreckten Verdoppelungen im Längsanschnitt führen, und der darüberliegende Hochgebirgskalk ist ganz ähnlich wie an Selbsanft oder Belmeten (N Windgälle) durchweg in kleine, gegen N überschobene, zickzackförmige Fältchen zusammengestoßen, die auf der oberen äußeren Seite durch das Ineinandergreifen von Malm und Eocän besonders deutlich werden (Schloßberg—Gadmenflühe) (VII, 8 u. 9).

Von der Aare bis Lauterbrunnen. Östlich der Aare ist der Mantelrand nicht mehr samt seiner massivischen Basis durch Längstäler vom Haupt-M. getrennt und nicht mehr als isoklinaler Kamm herauspräpariert. Vielmehr verläuft hier erst außerhalb des Sedimentmantelrandes zwischen dem autochthonen Sediment und dem helvetischen Deckengebirge eine Art Sattelzone von longitudinalen Vertiefungen (Eocän von Rosenlaui, Große Scheidegg, Grindelwald, Kleine Scheidegg, Schwarzmönch, Mürren). Die Quertäler: Hasli-, Urbach-, Ober- und Untergrindelwaldgletscher- und Lauterbrunnental zerschlitzen den nördlichen Teil des Aar-M. mitsamt dem daran wie hoch aufbrandenden Sedimentmantel, so daß an den queren Zwischengräten (Gstellihorn, Wetterhorn, Mettenberg, Eiger-Jungfrau) die Lagerungsbeziehungen von Sedimentmantel und Zentral-M. von 600 bis 4200 m hinauf der Beobachtung freigelegt sind.

Bei diesem Unterschied östlich und westlich der Aare handelt es sich nicht um einen Wechsel in der Tektonik, sondern ausschließlich nur um einen solchen in der Denudation und Talbildung, die hier die großartigste, abwechslungsvollste Gestaltung der ganzen Schweizeralpen geschaffen haben.

Im großen ganzen wendet der über sich selbst zurückgeschlagene Sedimentmantelrand seine abgebrochen steilen, wenigstens gedoppelten Hochgebirgskalkwände nach N in der N-Wand der Engelhörner, von Wetterhorn, Mettenberg, Eiger und

Jungfrau. Der Gneis und Granit des Zentral-M. ragt in Gewölbekernen über den umgeschlagenen Sedimentmantel hinaus (Taf. VII, 10—15).

Das sind die Regionen, wo schon Bernhard Studers Vater, Samuel Studer, Überlagerung von Kalk durch Gneis staunend betrachtet hat. Konrad Escher, Fr. Jos. Hugi haben die Tatsache gekannt; Saussure hat die Umbiegung des Hochgebirgskalkes am Mettenberg gesehen; B. Studer hat die Verbreitung dieser „Umbiegungen in Form von C" weiter verfolgt und gefunden, daß die Zwischenbildungen an denselben konkordant mitbeteiligt sind und am Mettenberg in verkehrter Folge unter dem Gneis und über dem Hochgebirgskalk liegen; Studer und Escher publizierten darüber 1839 (Denkschriften der schweiz. natf. Ges. Band III). Arnold Escher zeichnete hier das erste genaue geologische Profil aus den Berneralpen, das Profil der Jungfrau. In Deutschland (z. B. Naumanns Geognosie, 1868) meinte man trotzdem noch 1870, daß die Überlagerung von Jurakalk durch Gneis und Granit im Berneroberland einen Gneis jünger als der Jurakalk beweise! Man blieb dort lange der Horizontaldislokation unzugänglich. Erst Baltzers klassische Untersuchung („Beiträge" Lfg. 20, 1880) vermochte solches für immer zu bannen und in der Deutung dieser Lagerung die Alleinherrschaft der Dislokation festzustellen.

Für die Kalkmassen, die im Gneis eingehüllt stecken, hatte Studer den Namen Kalkkeile gebraucht. Viele Kalkkeile, die kleinen wie die großen, zeigen schöne, muldenförmige, der Umrandung mit Zwischenbildungen und Gneis parallele Schichtbiegung. Die Kalkkeile sind spitze Mulden des Sedimentmantels, im Zentral-M. eingeklemmt; die Gneiskeile sind spitze, im Sedimentmantel eingeschlossene Gewölbekerne.

Die großen Hauptfalten des Sedimentmantels im Berneroberland sind ein Äquivalent, eine einem etwas nördlicheren Streichen angehörende Wiederholung der Windgällenfalte.

Wir können leicht in großen Zügen in den noch erhaltenen Gliedern alle tektonischen Äquivalenzen finden: der Gewölbeschenkel, der im E am Scheerhorn erhalten ist, ist im Berneroberland ganz abgetragen. Dem Kristallin der kleinen Windgälle entsprechen Dossenhorn, Mittelhorn, Mönch- und Jungfraugipfel, der Gewölbeumbiegung an der Großen Windgälle Wetterhorn und Eigerwand. Der verkehrte Mittelschenkel geht durch Mönchsjoch und Silberlücke; die Muldenumbiegung am Hüfigletscherende und Golzern wiederholt sich am Pfaffenkopf, Schönbühl, Bäregg und in den „Jungfraukeilen" bis ins Lötschental; der eocäne Muldenkern der kleinen Windgälle entspricht dem Schwarzmönch, und die geöffnete Eocänmulde von Seewelialp-Schächental wiederholt sich, tektonisch stark reduziert, in der Sattelzone Rosenlaui-Grindelwald-Mürren.

Im Haslital sind Pfaffenkopf und Laubstock zwei mächtige Kalkkeile, durch Erosionstäler vom Sedimentmantel gänzlich abgetrennt. Sie entsprechen aber der spitz gequetschten, südlich gewendeten Mulde der nördlich überliegenden Windgällenfalte; und wie dort, ist auch hier im Urbachtal die Muldenspitze gedoppelt. Der Kalkzug nördlich des Gadmentales und in der Aareschlucht ist der zugehörige Muldenschenkel. Gewölbeumbiegung und Gewölbeschenkel sind abgetragen. Gegen W ändert sich die Form der Randfalte des Sedimentmantels, indem westlich Urbachtal an Stelle von zwei Muldenspitzen ein steiler, faltiger Schichtaufstieg mit etwa 5—6 fingerförmigen, liegenden Falten, wieder erinnernd an Sandalp-Selbsanft, tritt. Dies ist das berühmte Profil vom Gstellihorn (Taf. VII, 10).

Vom Wetterhorn bis unter die N-Wand des Eiger ist die große N-Randfalte des Sedimentmantels zum Teil derart nördlich vorgestoßen, daß sie vielleicht in der Tiefe abgerissen und über den Muldenkern hinausgeschoben ist. Noch eingehendere Beobachtungen sind zu wünschen. Von S her kommen über die ganze autochthone Gebirgsmasse hinaus die helvetischen Decken, ein System gehäufter, übereinanderliegender Falten aus Lias und Dogger, vor dem N-Rand des autoch-

thonen Gebirges abgesunken und unter dasselbe in dessen liegende eocäne N-Randmulde eingewickelt. Der eocäne Muldenkern am Fuß der Wände kommt oft fast nicht mehr zum Vorschein; der Malm des autochthonen Mantels stößt stellenweise an das tiefer vorliegende Faltenwerk der helvetischen Decken an. Die Profile Taf. VII, 11—14 sind schematisiert. Weiter westlich, an der Jungfrau, ist der eocäne Muldenkern höher gestiegen; das autochthone Eocän bleibt, zwar oft arg verschürft, zwischen dem autochthonen absteigenden Muldenschenkel und dem unterjurassischen Faltenpaket der helvetischen Decken erhalten (VII, 15).

Die Erosion hat recht launig gearbeitet. Sie hat den gefalteten N-Rand des Sedimentmantels so herauspräpariert, daß die Malmwände, von Gneisgipfeln überragt, in der Zone Engelhörner—Jungfrau den gewaltigsten Hochgebirgsabsturz der Alpen bilden. Dabei ließ sie im Eiger die ganze obere Gewölbeaufbiegung des Malmkalkes stehen, am N-Abfall des Mönch hat sie dieselbe weggenommen, den Mönchgipfel aber aus dem kristallinen Gewölbekern auf Malmsockel ringsum herausgeschält. Der völlig analoge Jungfraugipfel hingegen ist nach S mit dem Zentral-M. in Zusammenhang geblieben. Der Kessel in Gneis und Granit im Hintergrund des Lauterbrunnentales ist ein Erosionsloch durch den oberen Jungfraukeil, der in steilem Anriß den Kessel von der Jungfrau weg in SW und W umrahmt, bis er sich wieder mit dem Gspaltenhorn verbindet, und so die Umfassung des Kessels mit Malmkalk zum Kreise abschließt.

Der „obere Jungfraukeil" ist wohl in seinen Dimensionen der Bedeutendste und Merkwürdigste von allen (Tafel VII, 15 und XX, 8). Er ist eine von der Hauptmasse des Malmkalkes an der Jungfrau ausgehende, gegen S spitz und dünn gepreßte Mulde von Hochgebirgskalk, deren Unterseite oft die normale Schichtfolge der Zwischenbildungen enthält, in deren Oberrand (verkehrter Mittelschenkel) die Zwischenbildungen meistens fehlen. Er scheint vom Streichen des Jungfraugipfels aus noch 5 km weit nach S hineinzustechen. Dabei liegt er z. T. in den unterliegenden Lauterbrunner-Gneisen und Graniten der Aar-M.-Zone I, z. T. in der überliegenden Sericitschieferzone II. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 10 und 100 m. Über dem Gasterngranit sticht er noch durchweg am N-Rande des Lötschentales heraus als eine tiefe, flache, gegen S aber dann dem Gneise konkordant steil abbiegende Einfaltung von Kalk im Aar-M., die in Form einer Klammer dessen Zone I und II zusammenbindet (VII, 16). Der Jungfraukeil ist bei ca. 3560 m vom S-Portal des Lötschbergtunnel durchstochen worden. In allerdings stark veränderter Form ist vielleicht die Chamonixmulde seine Fortsetzung.

### Vom Lauterbrunnental zur Kander.

Außer der schon zitierten Literatur zu beachten: A. Buxtorf und E. Truninger, Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am W-Ende des Aar-M. Verhandl. d. natf. Ges. Basel, Bd. XX, 1909 und M. Lugeon, „Beiträge" n. F. Lfg. 30, 1914.

In diesem westlichen Teile (Tafel VII, 16—19) des Aar-M.-Nordrandes macht sich ein Bau anderen Charakters geltend, dessen Entwicklung aus E gegen W noch nicht genauer untersucht ist. Statt gewissermaßen den Rücken gegen das Zentral-M. zu stemmen und frei gegen N zu schauen, fällt W Lauterbrunnertal der Sediment-

mantel dachförmig über dem Zentral-M. nach NW ab. Der hohen Kante des Sedimentmantelrandes gehören die zwischen 3400 und 3700 m hohen Gipfel an: Gspaltenhorn, Blümlisalp, Doldenhorn, Balmhorn, Altels. Nach N und NW dachen Schneeflächen ab; nach S bricht die Kalkwand gegen das tiefer abgetragene Zentral-M. ab. Es ist dies morphologisch eine Wiederholung vom Typus Schloßberg und Titlis.

Allein die Sache ist viel weniger einfach, als es auf den ersten Blick aussieht. Statt glattem Schichtabfall des Sedimentmantels nach NW läßt sich überall in der Malmmasse eine ungeheure Häufung von kleineren, zickzackförmigen Falten erkennen, deren Gewölbe, nach NW überkippt, hinabtauchen. Auf der S-Seite gegen das Zentral-M. steckt Dogger und Lias in den Kernen; an der N-Seite stellt sich hier Kreide zwischen Malm und Eocän ein. Die Untersuchungen von Buxtorf und Truninger, wie die westlich anschließenden von Lugeon haben unter Mithilfe der Aufschlüsse im Lötschbergtunnel ergeben, daß der Sedimentmantel in der Kette Gspaltenhorn—Altels nicht vollsinnig autochthon und mit dem Zentral-M. nicht stratigraphisch normal verknüpft ist, sondern die Bezeichnung parautochthon verdient. Auf dem Gasterngranit liegt die quarzitische Arkose; sie schließt mit Rutschflächen ab, über welchen nun ein verkehrter reduzierter Mittelschenkel den gewaltigen Stirnfaltenkomplex von Mesozoikum beiderseits des Gasterntales trägt, der am N-Abfall des Gasterngranites kopfüber zur Tiefe taucht (XX, 9). Der Mittelschenkel ist bei ca. 3560 m Entfernung vom S-Portal im Lötschbergtunnel auf ca. 250 m durchschnitten worden; er findet sich am Stierstutz (Ferden) und in Oberferden, auf dem Lötschenpaß und zieht am E-Fuße der Balmhornwand bis ins Gasterntal hinab, dort einen weiten dünnen Bogen über dem Gasterngranit bildend. Hier ist er einfach, $^1/_2$—20 m mächtig, vorherrschend aus marmorisiertem, streifigem Malmkalk (Lochseitenkalk) gebildet, unter Dogger und über Triasquarzit gelegen. Darüber setzt die verkehrte Schichtreihe fort: dünnschiefriger, fleckiger Malm (Schiltkalk), echinodermisch spätiger Kalk, eisenschüssige Schlieren (Callovieneisenoolith), eisenschüssige Kalke und glimmerige Schiefer (Opalinusschichten) und Lias. Diese verkehrte Schichtfolge ist sehr reduziert. Ihre oberen älteren Teile sind Kerne der tauchenden Doggerfalten, die dann von normal ausgebildetem Malm mächtig umhüllt sind. Das am Petersgrat aufsitzende kristalline Gestein entspricht den innersten Kernen des Tauchfaltenkomplexes, die sich östlich fortsetzen in Breithorn und Jungfraugipfel und südlich in die Schiefer des Lötschentales übergehen. An anderen Stellen (Lötschentalseite) zeigt sich der verkehrte Mittelschenkel von komplexer Natur. Die verschiedenen Gesteine, in ausgezogenen Lamellen mehrfach abwechselnd und in Schuppen durcheinander geschleppt, entsprechen den zusammengequetschten Wurzeln mehrerer Gewölbe und Mulden, und der ganze Komplex erreicht über 200 m Mächtigkeit. Zwischen den Lamellen der Zwischenbildungen liegen auch solche aus M.-Gesteinen, teils abgerissen und verschleppt, teils mit Teilantiklinalen des M. noch zusammenhängend auf viele Kilometer ausgezogen (Lugeon, Fig. 54, Tafel VII, 18 und XX, 10). In Blümlisalp, Doldenhorn und Balmhorn handelt es sich um eine gefaltete Stirnmasse des Sedimentmantels, die von einer südlicheren M.-Zone, vielleicht vom Scheitel weg, herübergeschoben worden und an Stelle des autochthonen Sedimentmantels an den N-Rand getreten ist. Ob der wirklich autochthone Mantel hier

dadurch abgeschürft und weggeschoben worden (Buxtorf), oder ob er vorwiegend schon vorher durch die alteocäne Erosion von einer beginnenden Aufwölbung des M.-Rückens abgetragen worden ist (Arn. Heim), ist noch unbestimmt. Wahrscheinlich ist der verkehrte Mittelschenkel am Lötschberg die Fortsetzung des oberen Jungfraukeiles. Die Blümlisalp-Balmhornfalten würden dann einer Gewölbestirnregion entsprechen, deren Fortsetzung einst nördlich über- und außerhalb des Jungfraugipfels gelegen hatte. Die Falten sinken im Streichen stark von der Jungfrau gegen SW ab. Die von Collet (briefl. Mitteil. 1918) unter dem Schwarzmönch (Tafel XX, 8) gefundene Überschiebung könnte der Abscheerung des Autochthonen entsprechen.

Der wirklich normale autochthone Sedimentmantel ist im Gasterngebiete nicht zu sehen. Sein Rand muß tief unten zurückgeblieben sein. Jedenfalls zeigt der Mittelschenkel im Lötschbergtunnel, wie auch seine Steilwendung bei Sattellegi und Oberferden, daß die Balmhorn-Blümlisalpmasse ein Stück Sedimentmantel ist, das über der Zone II des Aar-M. gelegen hatte und zugleich in Zone II die Wurzelspuren gelassen hat — nicht aber etwa als wirkliche Decke vom S-Rande des Aar-M. gekommen ist. Es handelt sich um das Phänomen der Berneroberländer-Kalkkeile in vergrößertem Maßstabe und um Kontinuität mit der Jungfrau.

Die sonderbare Erscheinung der Stellvertretung des autochthonen Sedimentmantels durch einen parautochthonen, ungeheuer zusammengestoßenen Faltenkomplex hält gegen SW noch lange an. Wir treffen sie in etwas veränderter Ausbildung wieder an den Dents de Morcles, Dents du Midi, Tour Saillière.

Die Erscheinungen, die wir hier kennen gelernt, sind noch zusammenzufassen: Am N-Rande des Aar-M. zeigt sich durchweg eine Verfaltung der M.-Gesteine mit dem Sedimentmantel, welche von den Kontaktflächen des gegenseitigen Ineinandergreifens aus harmonisch durch den ganzen Sedimentmantel bis in das Eocäne hinausgreift. Kristalline Gewölbekerne überlagern Zonen des Sedimentmantels auf 3 km Breite, und darunter ist Eocän und sogar mehrfach die Überschiebungsfläche der helvetischen Decken mit eingewickelt. Von Eruptivcontact ist am mesozoischen bis tertiären Sedimentmantel nirgends eine Spur vorhanden, wohl aber erscheinen herrliche DM in Menge. Schluß: Das Zentral-M. und sein Sedimentmantel haben ihre Tektonik erst durch die alpin-tertiäre Dislokation erhalten. Die althercynische Faltung kann für den jetzigen Bau der Zentral-M. nur von untergeordneter, mehr vorbereitender Bedeutung gewesen sein.

b) Südrand.

Der durchgreifende Muldenzug, welcher Aar- und Gotthard-M. trennt und einen Tal- und Paßzug erster Ordnung durch die ganzen Schweizeralpen von Chur bis ins Val Ferrex (?) veranlaßt hat, ist, wie wir jetzt wissen, eine Halbmulde, die zum Gotthardfächer gehört, dem Aarmassiv aber nur angepreßt ist. Wir besprechen ihn als Nordrand des Gotthardmassives.

Die Disentisermulde. Nachdem an der Oberalp die Urserenmulde in ein südlicheres Streichen abgeknickt worden ist, stellt sich in der geraden Fortsetzung im Streichen von Urseren ein zweiter Kalkzug ein. Wir finden ihn in Disentis, ferner von nördlich Rabius über Truns und in Val Zinzera bei Schlans.

Seine verkümmerten Reste lassen sich auf 12 km Länge verfolgen. Zwischen den zwei mesozoischen Zonen im Tavetsch zieht sich ein 3 km breites Massiv aus Sericitgesteinen hin, das Tavetscher-Zwischenmassiv. Auch hier gehört die südlichere, das ist die fortgesetzte Urserenmulde, nach ihrer Schichtfolge und Lagerung zum südlichen M.-Fächer, der Disentiser Kalkzug zum Aar-M. Das Tavetscher-Zwischen-M. ist ein Antiklinalzug mit beidseitig anormalem Parallelcontact an die jüngsten Schichten, symmetrisch unter die Hauptmassive abfallender, verkehrter Schichtfolgen.

Die Disentisermulde liegt in Gesteinen, die man vorläufig mit dem gleichen Rechte gneisartiger Verrucano oder Sericitgneis und -schiefer, vielleicht Casannaschiefer nennen kann. Oft ist es sogar ein gequetschter Dioritporphyrit, oft gesellt sich Dioritschiefer dazu. Der Kalk kann sich aber auch direkt an den Aaregranit anlegen. Die Schichten fallen, im Klostergarten von Disentis und im Steinbruch bei Campliun aufgeschlossen, im Anschluß an den hier gut ausgebildeten Aar-M.-Fächer demselben konkordant mit 30—50° nach N ein. Sie lassen sich trotz starker DM identifizieren. Leider ist der früher vorzügliche Aufschluß beim Kloster Disentis jetzt fast ganz zugedeckt. Am Gehänge von oben (N) nach unten (S) ist die Schichtfolge:

1. Sericitschiefer und Sericitgneise, sehr glimmerig.
2. Rötidolomit (dicht), Spuren von Rauhwacke.
3. Mehrere Meter violetter Quartenschiefer.
4. Einige Meter Eisensandstein und Schiefer (Aalénien).
5. 1—7 m Echinodermenbreccie, oft gefältelt und von Clivage durchsetzt (Bajocien).
6. Eisenoolithkalk, die Oolithkörner flach gedrückt, flimmernd von Magnetitkriställchen, 0 bis wenige Zentimeter (Callovien).
7. ca. 2 m Schiltkalk, gelb und grau gefleckt.
8. Dichter, dunkler Kalkstein, von Clivage durchsplittert, hie und da mit Übergängen in weiß gestreiften marmorisierten Kalkstein oder in zuckerkörnigen, adrigen, weißen Marmor (hinter der Klosterkirche Disentis früher gut entblößt). 1—10 m (Malm). Unter den Malm legt sich südlich, anscheinend konkordant N fallend, der Verrucano oder Sericitgneis an (keine Aufschlüsse am Contact).

Bei einem erneuten Besuch 1916, da die Aufschlüsse sich wieder etwas geändert hatten, fand ich im Kalkbruch von Campliun bei Truns eine Komplikation, bestehend in einer Rutschfuge zwischen Echinodermenbreccie und Malmkalk, erfüllt mit zermalmtem violettem Quartenschiefer und darin steckend einen Keil von mylonitisiertem Rauhwackendolomit. Weiter gegen Truns im steilen Wiesengehänge stechen mehrfach unzusammenhängend Schichtköpfe von dichtem Rötidolomit und violettem Quartenschiefer heraus. Ist auch die Lagerung unklar, teils wegen ungenügender Aufschlüsse, teils wegen Schuppung, so ergänzt sich doch dadurch die Schichtfolge der Disentisermulde mit Trias.

Der Kalkzug Disentis—Truns ist von ausgezeichnet helvetisch autochthoner Fazies. Die N-Hälfte einer Mulde ist vorhanden: Rötidolomit, Quartenschiefer, kein Lias, sondern Dogger als Eisensandstein mit Schiefer, Echinodermenkalk und Eisenoolith, dann Schiltkalk und Quintnerkalk, alles freilich in hoch DM reduzierter Gestalt, aber alles im Anschluß an den Aar-M.-Fächer als eine überkippte Schichtfolge. Der S-Flügel der Fächermulde ist unauffindbar. Auch von Val Zinzera weiter gegen NE sind die Juragesteine der Disentisermulde nicht mehr zu finden. Als ob sie S-Flügel der Mulde wären, folgen Rötidolomite und Rauhwacke in über 20 m mächtigem Komplexe bei Schlans. Nach Leo Wehrli lösen diese gewissermaßen den nicht mehr zu beobachtenden Juranordflügel der Disentiser-

mulde ab. Allein dazwischen liegt Verrucano, und nach ihrer Fazies (Rauhwacke) gehört die Schlansertrias eher zum Gotthard-M. Etwa 2 km ENE Schlans geht auch diese Trias aus. Am wahrscheinlichsten ist hier der Disentiserkalkzug nach 15 km Länge, so wie der S-Rand des Aar-M., verdeckt durch die helvetische Verrucanodecke, die sich aus dem Tavetschern-Zwischen-M. oder vom Gotthard-M. her überschiebt.

Durchweg entlang dem S-Rande des Aar-M. ist keine diskordante Überlagerung der M.-Gesteine durch den Sedimentmantel vorhanden. In der Karte zeigt sich diese Verschiedenheit von N- und S-Rand des Aar-M. sofort durch den im N ausgezackten, hier im S glatten Rand des Sedimentmantels am Rande des Talbodens. Von Brig bis Disentis stößt die Urseren-Gotthard-Zone anormal an das Aarmassiv. Nur von Disentis bis Truns ist eine Zone helvetisch autochthonen Sedimentmantels sichtbar. Nirgends vermag er sich zu einer orographischen Gestalt zu erheben. Der größte Teil des Sedimentmantels ist hinausgepreßt als helvetische Decken, ein anderer Teil mag unter der Narbe verdeckt, abgeklemmt und überschoben zurückgeblieben sein.

### 3. Die endständigen Einfaltungen des Sedimentmantels in das Aarmassiv.

Das Zentral-M., als eine Zone von Schuppen oder Gewölben, vereinigt in ein komplexes Fächergewölbe, steigt unter dem Sedimentmantel auf, erreicht auf einer gewissen Strecke seine longitudinale Kulmination und sinkt im Streichen wieder in die Tiefe. In der Kulminationsregion ist der Sedimentmantel ganz abgewittert; gegen die beiden untertauchenden Enden hin finden sich auf- und eingelagert Fetzen des Sedimentmantels, die umso zusammenhängender erhalten sind, je tiefer das M. sinkt, bis die Sedimentdecke zur zusammenhängenden, aber noch durchlöcherten und schließlich außerhalb der sichtbaren Teile des Zentral-M. zur geschlossenen Decke wird. Die Umrandung des M. in der geologischen Karte ist also wohl in der Hauptsache durch die massivische Auffaltung, im einzelnen aber durch die Abwitterung des Sedimentmantels bedingt. Es ist einleuchtend, daß die Lagerungsbeziehungen zwischen Zentral-M. und Sedimentmantel an diesen Endregionen am deutlichsten erkennbar sein werden. Hier muß sich zeigen, ob das Zentral-M. eine Masse im Alpenkörper ist, die sprengend, dilatierend gewirkt hat, oder ob es auch eine Zone der Zusammenstauung bedeutet.

#### a) Das Ostende des Aarmassives.

Alb. Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung, Basel 1878. — Hochalpen zwischen Reuß und Rhein, „Beiträge" Lfg. 25, 1891. — Beobachtungen aus der Wurzelregion der Glarnerfalten, „Beiträge" n. F. Lfg. 31, IV, 1911. — Geolog. Karte 1 : 100 000, Blatt XIV, 1883.

Von über 20 km Breite an der Reuß ist das Aar-M. unter dem Tödi auf 10 km zusammengeschwunden. Im Oberalpstock bildet es noch, trotz mächtigem Verwitterungsabtrag, einen Gipfel von 3330 m, im Profil vom Tödi erreichen die Zentral-M.-Gesteine noch 3000 m, im Profil des Limmerntobels noch 2100 m und im Val Frisal noch 1900 m. Dann sinkt der Aar-M.-Rücken auf ca. 2000 m unter Meerniveau, erhebt sich bei Vättis nochmals auf ca. 1500 m ü. M. und fällt E des Calanda

für immer auf mehrere Kilometer unter Meer. Der Tödi 3623 m ist ein gewaltiger, trapezförmiger Klotz des Sedimentmantels, der auf dem M.-Rücken noch stehen geblieben ist. Er gehört einer in den Zwischenbildungen noch fast geschlossenen Sedimentbrücke an. Untersandalp, Limmernboden, Val Frisal sind Löcher im Sedimentmantel und zackig zerfetzt ist ihr Umriß (Tafel VI, VII, 3 und XVIII, 3).

Sobald wir eine solche Sedimentbrücke genau beobachtend begehen, finden wir sofort, daß sie eine Menge Falten enthält, die wie die unterliegenden M.-Gesteine streichen und daß die Lücken in der Sedimentbrücke nicht durch Zerreißungen, sondern durch Denudation entstanden sind. Schritt für Schritt stoßen wir in der Sedimentbrücke auf intensivste Stauung und Faltung. Auch das kleinste ganz abgetrennte, dem Zentral-M. noch aufsitzende Triasfetzchen (z. B. Piz Cambrialesgipfel, Stock Pintgagipfel, XVIII, 3 und XIX, 4) zeigt Faltung, Zusammenschub. Es sind dies unterste Umbiegungsstücke stark geklemmter Mulden. Wenn wir im Geiste die Sedimentbrücke abheben und ausglätten, so kommen wir auf wenigstens die doppelte Breite, die sie heute überspannt. Die ganze Zone, nicht nur die Decke, auch die Unterlage, muß also nach der Ablagerung der Mantelgesteine, d. h. alpin, zusammengeschoben worden sein. Man darf sich das unterliegende Zentral-M. nicht als einen unverändert überkommenen Klotz des hercynischen Gebirges vorstellen. Die untersten Lagen des Sedimentmantels sind bei dieser Faltung in besonders scharfe Mulden gelegt und abwärts eingeklemmt worden. Sie greifen ähnlich dem Kalkkeil von Fernigen, tief ins Zentral-M. hinab. Sie bleiben in Zusammenhang mit der ganzen Decke und werden durch die ganze gewaltige Schichtmasse bis und mit dem Eocän harmonisch nachgebildet (Tafel XVIII, Profil 3). Diese spitz hinabgreifenden Mulden bedeuten tiefgreifende tertiäre Teilungen im Zentral-M.

Die Mulden der Sedimentbrücke in der Tödigruppe bringen zunächst das unterliegende Aar-M. zu einer Zweiteilung: Am Stock Pintga sieht man eine Mulde mit (Carbon?) Rötidolomit und Dogger einsetzen. Ihr gehören gegen E der Piz Urlaun und sodann der Piz Frisal mit dem Bifertenstock an (Tafel VII Profil 2). Der Grat vom Bifertenstock zum Kistenstöckli ist ein herrlicher Synklinalkamm, in dessen Gipfel mit 3426 m Meerhöhe der Lutétien-Nummulitenkalk in den Schweizeralpen heute noch am höchsten tront. (Die höchste bekannte Eocänlagerung der ganzen Alpen besitzt nach Kilian die Aiguille d'Arves bei 3514 m.) Der nördlich anliegende M.-Rücken, hauptsächlich der Zone II angehörend, geht unter dem Selbsanft durch und ist im Limmernboden unter dem prachtvollen Gewölbe der N-Hälfte des Sedimentmantels zum letztenmal entblößt. Der südliche M.-Rücken bildet den Piz Ner und geht unter den Brigelserhörnern durch, bis er im Boden von Val Frisal unter die Sedimentdecke absinkt. Wir halten fest: das Zentral-M. gabelt sich unter der Tödigruppe gegen E endigend, und zwischen den beiden Gabelzweigen liegt eine Mulde von Trias bis und mit Eocän harmonisch eingefaltet und nach E axial fallend (W. A. Keller, „Beiträge" 1912).

Die nördliche Gabel des Zentral-M. ist schon weiter westlich geteilt. Eine zentralmassivisch eingeklemmte spitze Mulde reicht an der SW-Seite des Tödi (zwischen Bleisasverdas und Piz Mellen) etwa 800 m tief konkordant in die Sericitgneise herab.

Sie enthält fraglich Carbon, gut erhalten alle Zwischenbildungen und noch Linsen von Hochgebirgskalk. Der S-Flügel ist besser erhalten, der N-Flügel teilweise verquetscht (VII, 3). Die gleiche Mulde wird, zugleich mit angelagertem Carbon, sichtbar unter der Ostecke des Tödiklotzes bei der sogen. Schneerunse. Sie verschmilzt, bedeckt vom Bifertengletscher, mit der Bifertenstock-Synklinale. Bei den zwei, etwa 1 km nördlich im Streichen folgenden, zentralmassivisch gestellten Mulden aus Carbonschiefern, die wir S. 163 erwähnt haben, machen die Zwischenbildungen nicht mit; diese Carbonmulden sind hercynischen Ursprungs.

Ganz wunderbar gebaut ist die südliche Aar-M.-Gabel in der Tödigruppe. Am S-Rande des Piz Frisal, in der Frisallücke, dicht vor dem Puntaiglasgranit, fand Fr. Weber, noch konkordant im Malmkalk eingefaltet, eine Platte von prachtvollem Nummulitengestein, die Fortsetzung derjenigen, die vom Piz Dartjes herab durch den Talgrund von Val Frisal zieht. Die Mantelmulde ist also gedoppelt; der südliche Teil ist tief, aber eng gequetscht und der südlichste Flügel stark reduziert und aufgestülpt, anscheinend in Lochseitenkalk der unteren helvetischen Decken übergehend. Teile des großen Muldenkernes unter den helvetischen Decken stecken hier zusammengedrückt in der Gabelung des Zentral-M., und die Südgabel des Aar-M. selbst steigt als Gewölbekern in die Wurzel parautochthoner helvetischer Decken!

Der Puntaiglasgranit ist am W-Abfall der Brigelserhörner oben glatt horizontal bei 2800—2900 m abgeschnitten. Darauf folgt in verkehrter Schichtreihe aufgeschoben: Malm, bei 3190 m, am Crap Grond die Zwischenbildungen, die am Piz Breil 3250 m noch den muldenförmig aufgelagerten Verrucano tragen (VII, 2). Etwas weiter südlich greift nun aber die Malmauflagerung, von Zwischenbildungen plötzlich wieder beidseitig begleitet in Form einer spitz eingeklemmten, zentralmassivisch gestellten Mulde bis auf 1700 m Meerhöhe in den Talkessel der Alp Puntaiglas herab. Die Mulde ist beiderseits zunächst in Dioritschiefer und Diorit gefaßt, an welche sich nördlich der Puntaiglasgranit, südlich Quarzporphyr und die Verrucanoüberschiebung anschließen. An der W-Seite von Val Puntaiglas ist die Spitzmulde in höherer Lage und nur noch in Rötidolomit erhalten und streicht dann bald in die Luft hinaus. Gegen E greift sie tiefer, ist aber wegen der helvetischen Verrucanoüberschiebung östlich des S-Grates des Piz Tumbif nicht mehr zu sehen. Der ganze Komplex sinkt östlich rasch in die Tiefe.

Die Gruppe der Brigelserhörner enthält den Schlüssel für das Verhältnis der helvetischen Decken zum Aar-M. Eingehendste Kartierung in größerem Maßstabe wird zum heute noch fehlenden Verständnis führen!

Nicht als ein Ganzes sinkt das Aar-M. an seinem östlichen Ende unter, sondern zerteilt durch die tief hinabgreifenden Mulden des Sedimentmantels: zunächst in zwei Rücken, dann jeder wieder in zwei gegabelt. Die Sedimentmulden sind Teile einer gewaltigen Verfaltung und Zerknitterung der Sedimentbrücke, die schließlich das ganze M. verhüllt. Diese Einfaltungen gehen harmonisch durch Trias, Jura, Kreide und Eocän. Auch der Nummulitenkalk ist tief in die Gabelung des M. mit eingefaltet. Prächtige DM haben sich in allen gequetschten Schichtlagen der Sedimente eingestellt, während CM selbst da fehlt, wo Rötidolomit

zwischen Dioriten liegt und wo der Puntaiglasgranit mit seinen Aplitgängen am Malmkalk oder gar nahe am Nummulitenkalk abstößt. Diskordante Auflagerung des Sedimentmantels wechselt mannigfaltig mit konkordanter Einklemmung zwischen die Zentral-M.-Gesteine ab.

Mit dem Untertauchen des M. gegen E legen sich die Falten der Sedimentbrücke flacher nördlich über (Tafel VII Profil 1 und Tafel XVIII Profil 1, 2 und 3). Ein ganzes Paket solcher liegender Falten löst das Aar-M. gegen E ab. Manchmal sehen sie aus wie kleine Deckfalten. Sie brechen hervor aus der ganzen östlichen Verlängerung der Zentral-M.-Zone: aus deren N-Rand, aus dessen verlängertem Rücken, und aus dessen S-Rand. Man kann manche derselben zu den parautochthonen Deckfalten zählen. Die Rückenzone des Zentral-M. ist aber durch Absenkung vom Kistenpaß bis Kunkelspaß vorherrschend in die Rolle des Muldenkernes der helvetischen Deckengruppe gefallen; die Spitzfalten, die das Aar-M. ablösen, sind dadurch zu Vorfalten der helvetischen Decken, gewissermaßen zu sekundären Falten in deren Muldenkern geworden. Schon mehr oder weniger in dieser Rolle treffen wir von den am Claridengrat und Selbsanft beginnenden Falten wohl ein Dutzend zwischen Kisten- und Panixerpaß. Ihre Zahl nimmt gegen E ab, ihre Dimensionen zu. Am S-Abhang der Ringelspitze sind sie wunderschön zu beobachten. (Blumental, Oberholzer; Tafel XVIII Profil 1 und 2), und endlich bilden sie zum großen Teil den Calanda, bis die gewaltige axiale Osteinsenkung an der Rheinquerlinie sie in der Tiefe begräbt. Aus der Art wie das Zentral-M. sich an seinem Ende gabelt und in die Gewölbekerne der Sedimentfalten verteilt, und wie es von denselben überbrückt und abgelöst wird, ergibt sich wiederum der Schluß, daß das Zentral-M. selbst ein posteocäner Falten- und Schuppenkomplex ist. Das alte Gebirge lag zu Beginn der Triaszeit annähernd und in der Malmzeit vollständig eingeebnet am Meeresgrunde. Es war orographisch völlig vernichtet, bis erst der tertiäre alpine Zusammenschub es wieder aus dieser Tiefe heraufholte. Wenn das Finsteraarhorn heute noch auf 4275 m emporragt, so ist sein Gestein erst durch die posteocäne Faltung aus großer Meertiefe um über 6000 m gehoben worden. Das Aar-M. der jetzigen Schweizeralpen ist ein altes, mesozoisch neu bekleidetes, tertiär wieder gehobenes und umgearbeitetes Gebirgsstück. Der indirekte Einfluß dieser alten steifen Narbe in der Erdrinde war gewaltig. Statt Deckfalten, wie in den Ostalpen, entstand hier eine autochthone Schwelle, der sich die Decken anpassen mußten. Dennoch enthalten die heutigen Alpen kein tektonisches Glied, von dem wir sagen könnten, es sei schon vortertiär in gleicher Form vorhanden gewesen. Sehr trefflich und ausdrücklich betont auch E. Süß, daß die autochthonen Zentral-M. durchaus nicht als variscische Horste bezeichnet werden dürfen, vielmehr daß sie erst durch die tertiäre Faltung heraufgetragene Teile des alten Gebirgsrumpfes enthalten.

### b) Das Westende des Aarmassives (Tafel VII Profil 16—19).

Außer den früher zitierten noch besonders:

M. Lugeon, Monographie des Hautes Alpes calcaires, „Beiträge" n. F. Lfg. 30, 1914 usw., und Geolog. Karte 1 : 50000, Spezialkarte Nr. 60, „Beiträge" 1910.

B. v. Swiderski, „Beiträge" n. F. (im Druck) 1919.

Während die Scheitelregion des Aar-M. in ihren verschiedenen Gabelungen am Ostende mit einem Longitudinalgefälle von 10—12° unter den Sedimentmantel sinkt, setzt der Abfall am Westende fast plötzlich an der Westseite des Unteren Lötschentals mit 16—20° ein.

E. v. Fellenberg hat zuerst die untere Seite des Lötschentales sorgfältig begangen, das hier wie ein gewaltiger, natürlicher Querschnitt gerade am Rande die Mantelüberlagerung entblößt. Im Ferdenrothorn, Restirothorn und Faldumrothorn hat er drei aus Trias und Lias gebildete, oben verwickelt gefaltete Muldengipfel erkannt, deren Trias und Lias ziemlich tief steil ins Zentral-M., Zone II, hinabgreifen, während zwischen den genannten Synklinalgipfeln zentralmassivische Rippen aufragen. Ferner hat er auch in der südlichen Zone des Aar-M. entsprechende Faltungen gefunden. Lugeon stellte sodann durch eine viel eingehendere stratigraphische Untersuchung und Kartierung der mesozoischen Sedimente die Faltenformen dieser Region genauer fest und verfolgte den ganzen Westabfall der gefalteten Trias- und Liasdecke vom Westgrat des unteren Lötschentales hinab in die Dalaschlucht, wo das kristalline Gebirge bereits bedeckt bleibt. Für den Reichtum an interessanten Einzelheiten sei auf die genannten Originalarbeiten verwiesen.

Fellenberg wie Lugeon haben in dem gewölbten Rücken des Gasterngranites keine Teilung oder Einfaltung gefunden. Er taucht am Lötschenpaß einfach unter das Faltenpaket des Balmhornes westlich hinab. Die Einfaltungen des Sedimentmantels in das Zentral-M. folgen erst mit der Zone II (Sericitschiefer, Gneise und Amphibolite). Es sind folgende:

1. Ferdenrothornmulde (VII, 18). In einer sonderbaren Häufung von ineinander verschürften und verkneteten Gesteinslinsen erstreckt sich der liegende Gewölbekern des Balmhornfaltenpaketes vom Ferdenrothorn schief gegen S hinab nach Stierstutz unter einer teilweise scharfen Umbiegung im Streichen, die der Anpassung an den Klotz des Gasterngranites entsprechen mag. Die Zone setzt sich, gegen ENE streichend und unterhalb 2300 m ganz steil zentralmassivisch S fallend, über Sattellegi bis ca. 6 km NE des Ferdenrothorns fort. Es ist das die zentralmassivische Mulde im Sericitgneis, welche wir ihres Carbonschiefergehaltes wegen schon früher erwähnt haben. Vollständig konkordant treffen wir an der Sattellegi (VII, 17), 60—65° SSE fallend, von N nach S Sericitgneis, Verrucano (?) und Kohlenschiefer, Rötidolomit, Lias, dann wieder Rötidolomit, Kohlenschiefer und Verrucano (?), Chloritschiefer.

Die Mulde geht tief; der Lötschbergtunnel hat sie von 3300 – 3495 m ab S-Portal im Niveau von 1250 m in noch kräftiger Entwicklung geschnitten. Lugeon zeichnet sie, gewiß sehr berechtigt, mit ihren Triasspitzen bis ins Meerniveau. Eine zentralmassivisch eingeklemmte Mulde mesozoischer Gesteine von 3000 m Tiefe bedeutet eine gewaltige tektonisch-postmesozoische Teilung des M.

2. Das Majinghorn bildet eine gefaltete Trias- und Liasbrücke vom Ferdenrothorn über eine Zentral-M.-Schuppe von ca. 1,5 km Breite hinüber zum Restirothorn. Gegen E sticht die Basis der Rötidolomitmulde bei 2250 m, d. i. 720 m unter dem Liassynklinalgipfel in den Leerraum des Tales hinaus.

3. Der zentralmassivische Rücken der Lauchernspitze, der sich südlich anschließt, mag einer zentralmassivischen Carbonmulde angehören. Er enthält nach Lugeon drei Platten von „Carbonifère". Die südlichste derselben bildet zugleich den N-Flügel der Mulde des Faldumrothornes. Obenauf liegt gefalteter Lias, darunter auf der S-Flanke gefalteter Triasdolomit, der dann zusammen mit dem Carbon konkordant zum Sericitgneis in die Tiefe sinkt. Der Lötschbergtunnel hat in der Faldummulde 1500 m vom S-Portal in 1250 m Meerhöhe noch das Carbon, die Trias aber nicht mehr gefunden. Südlich am Grat des Faldumrothornes steigt im Nieven das kristalline Gebirge wieder bis 2776 m an.

4. Nachdem wir auf dem aus Sericit- und Glimmergneis gebildeten Nievenquergrat auf 2250 m Zonenbreite gegen S gegangen sind, stoßen wir an der Nievenalp wiederum auf eine prachtvolle, tief hinabreichende Doppelmulde von Triasdolomit mit Kernen von Lias.

An den Flügeln dieser Mulden schmiegen sich meistens Zentral-M.-Schiefer, Carbon und Trias mehr oder weniger konkordant aneinander; unter den Muldenböden und Gewölbesätteln findet nach den Profilen von Lugeon diskordante Überlagerung der zentralmassivischen Schieferung durch die mesozoischen Schichten statt.

Die Verzahnung des M mit dem Sedimentmantel zeigt wieder gewisse Differenzen im Verhalten des M, das mehr schuppenförmig sich gliedert, gegenüber den mesozoischen Sedimenten, die in Falten und Fältchen den Zerteilungen des M sich anschmiegen, wobei die jüngeren Schichten harmonisch in die älteren eingefaltet sind (Fig. 54). Die Faltung der Sedimentbrücke bezeugt wiederum den Zusammenschub im unterliegenden zackigen M und macht es wahrscheinlich, daß dessen heutige Schieferung vorherrschend Druckschieferung ist, welche Fältelung verwischt.

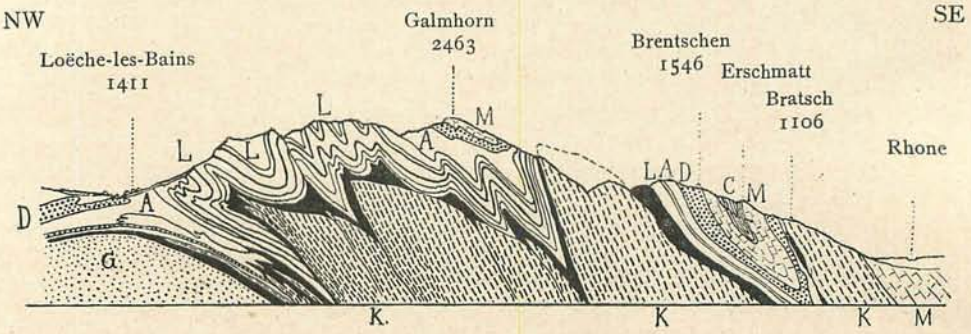



Fig. 54. Profil 1 : 100 000 durch das Westende des Aarmassives, nach M. Lugeon.
C = untere Kreide, M = Malm, D = Dogger, A = Aalénien, L = Lias,
schwarz = Trias, K = Kristalline Schiefer, G = Gasterngranit.

Im Profil Gasterntal-Gampel ist also das Aar-M. durch 4 tiefgreifende Mulden in 5 Rücken gegabelt, und die Lücken zwischen den Rücken sind mit eingefalteten mesozoischen Sedimenten gefüllt, die bald westlich zum zusammenhängenden, sanfter gefalteten Sedimentmantel zusammenschließen (VII, 19). Die gefaltete Trias- und Jurabrücke fällt gegen SW axial rasch, dem Gehänge fast parallel, zur Dala ab. Aus der Faldumsynklinale wird bald der Galmhornsynklinalgipfel, der noch Malm enthält. Die Nievenrippe taucht als die längste bei Feschel unter das Mesozoikum. Die südlich anschließende Mulde nimmt bei Erschmatt noch Kreide auf. Sie hat einen sanfter S-fallenden, gut ausgebildeten N-Flügel, einen überkippten steilen und gequetschten S-Flügel. Außerhalb folgt nochmals Gneis (Bratsch-Jeizenen) und dann der Jura des Massiv-S-Randes.

So verschieden die orographische Gliederung durch Abwitterung und Durchtalung am W-Rande im Vergleich mit dem E-Rande des Aar-M. auch ist, die Gabelung des Zentral-M. und die Verzahnung seiner Rippen oder Schuppen mit den Falten der Sedimentbrücke zeigt sich in gleicher Weise an beiden Enden.

Eine genaue Untersuchung über das Verhalten der zentralmassivischen Gesteine in dieser verzahnten Region in Beziehung auf Schichtung, Schieferung, Klüftung, innere Schubflächen fehlt noch. Lugeon und Argand zeichnen in ihren Profilen das Zentral-M. als durch den Andrang der

penninischen Decken von einer beschränkten Anzahl steil S fallender Rutschflächen durchsplittert. Die einzelnen relativ steifen Schuppen dazwischen sollen dann übereinander hinaus den Gewölbekernen des Sedimentmantels eingestoßen, sogar die Veranlassung zur Bildung vieler parautochthoner und helvetischer Decken geworden sein. Argand spricht von einem besonderen Dislokationsstil. Die die kristallinen Schuppen trennenden Schubflächen sind indessen noch nicht gefunden und verfolgt. Zudem widerspricht es meinem mechanischen Empfinden, für die Tiefe eine weniger plastische Bewegung als für die aufliegende Decke anzunehmen. Der durch die Faltung des Sedimentmantels erwiesene Zusammenschub auf $^1/_2$—$^1/_3$ der Profilbreite (Fig. 54) kann durch Aufpressen einzelner Schuppen im Kristallinen nicht befriedigt werden. Ich kann der Auffassung von Lugeon und Argand nur beistimmen, wenn ich annehme, daß der zentralmassivische Zusammenschub sich ganz als „Ausweichungsclivage" in Schieferung ausgelöst hat. Diese Schieferung ist dann die Dislokations-Tiefenfazies einer wenig prägnant geschichteten Gesteinsmasse, die Faltung der mesozoischen Sedimente darüber dagegen die weniger tiefe Gestaltung bei ausgezeichneter Schichtung. Die Grenze ist nicht scharf. Clivage setzt vielfach auch in die Mantelfalten hinauf fort, und vielleicht lassen sich auch im Kristallinen noch Spuren zerknitterter Fältelung quer zur Schieferung finden. Die Gabelung des Zentral-M. in die gefaltete Sedimentbrücke hinein ist einer ins Große übertragenen Verzahnung stark transversalschiefriger Schichten an Umbiegungsstellen zu vergleichen. Nach den Profilen von Lugeon spielt die Trias dabei zum Teil die Rolle der Grenzschicht und Füllmasse zwischen den beiden Dislokationszonen. Am Mallichhorn im Jolital ist eine schöne, große Umbiegung im Gneis sichtbar (Mitteilung von Truninger).

Eine Erscheinung besonderer Art, die am Ostende des M nicht ihresgleichen hat, zeigt sich am südlichsten Rand des Aar-M. am Rhonetal auf der Strecke Niedergampel bis Baltschieder. Auf 15 km schneidet das SW streichende Aar-M. am EW gerichteten Rhonetal schief ab (Taf. VI). Die schiefe Abschnittfläche ist mit EW streichenden und S fallenden Sedimentmantellappen bedeckt. Die Falten und zahllosen, oft zu dichter Kräuselung gehäuften Fältchen der letzteren, sowie ihre Transversalschieferung streichen aber nicht EW wie die große Schichtmasse selbst, der sie angehören, sondern gegen ENE wie das unterliegende Zentral-M und die Alpen überhaupt. Sie steigen deshalb an den Schichtflächen schief gegen ENE in die Höhe. Fältelung und Clivage streichen 20—25° anders als ihre Schichtmasse. Auf dem Grat zwischen Bietsch- und Baltschiedertal, bei 2458 m, stechen größere, prachtvolle, mehrspitzige Mulden dieser Art, aus Trias, Lias, Dogger und Malm bestehend, heraus (Taf. VII Pr. 16 u. 17). Der tiefste Zipfel setzt nochmals E des Baltschiedertales ein, zusammengeklemmt in der Schiltfurgge S Gredetscherhorn. Dort ist sein jurassischer Marmorkeil von Rötidolomit muldenförmig umschlossen (v. Fellenberg). Eine andere, 2 km südlichere Spitzmulde der angelagerten Sedimentlappen aus Triasdolomit setzt bei Baltschieder ein und streicht über Brüchern bis ca. 2200 m (Swiderski). Diese beiden spitz eingeklemmten Synklinalen liegen innerhalb der Zone IV des Aar-M. und sind völlig zentralmassivisch gestellt.

Die Muldenzüge Raron—Schiltfurgge und Baltschieder—Brüchern bedeuten eine fünfte und sechste starke Eintiefung im M, welche dessen südliche Gneiszone in drei Teile spalten.

Die Juragesteine auf der Strecke Gampel—Raron—Hohenegg zeigen schöne mechanische Met. Bald sind sie mehr oder weniger marmorisiert, sehr häufig glimmerreich, dünnplattig. In ihrer Fazies sind diese Gesteine denjenigen der W- und N-Seite des Aar-M. noch ähnlich, wenn auch nicht mehr ganz gleich. v. Fellenberg hat in den rauhen, glimmrig sandigen Kalkplatten viele (wahrscheinlich mittelliasische) Belemniten gefunden (Raron, S. German).

Die schief abgeschnittene Endigung des Aar-M. von Lalden bis Gampel unter seinem auch im Streichen diskordant angelagerten helvetischen Sedimentmantel muß wohl auf einer vortriasischen Erosion beruhen. Die duktilen Sedimente der penninischen Decken dagegen sind dann der mesozoisch-helvetisch überwachsenen, hercynischen Narbe von S her angeschoben worden. Zwei Dinge scheinen aus dieser Tektonik hervorzugehen: 1. daß in der Begrenzung der autochthonen M auch hercynische Erosionen beteiligt sein können, und 2. daß die alpine Faltung durch Unregelmäßigkeiten dieser Art sich nicht ablenken ließ, sondern auch bei schon vorhandenem abweichendem Verlauf eines ehemaligen Gebirgsrandes für ihre Faltung ihre normale Richtung beibehalten konnte.

4. Faltungen des Sedimentmantels in der streichenden Fortsetzung des M.

Wenn die Zentral-M. bei der Entstehung ihrer jetzigen Tektonik von einer wesentlichen Intrusion begleitet worden wären, so müßten sie im Alpenkörper auseinandertreibend gewirkt haben oder der Sedimentmantel müßte Cm, von Gängen durchsetzt und zum Teil aufgeschmolzen sein. In der streichenden Verlängerung der M. wären Dehnungen, Zerreißungen und um ihre Enden herum Ausbiegungen im Streichen der Falten zu erwarten. Von alledem ist keine Spur zu finden. Gegen E und W folgen ungeheure Faltungen in kleinen Dimensionen bis zur weitgreifenden Deckenbildung, die das M im Streichen überdeckt oder ablöst. Die N und S neben dem M streichenden Falten im Autochthonen werden durch das M nicht wesentlich abgelenkt. Sie streichen ungestört parallel über das M hinaus. Der Zusammenschub war somit in den verschiedenen Profilen ähnlich, ob zwischen den parallel streichenden Falten ein Zentral-M. vorhanden sei oder nicht. Daraus ergibt sich unwiderlegbar, daß auch die Bildung des Zentral-M. ein gleichzeitiger Vorgang des Zusammenschubes in der Erdrinde war.

Die Einförmigkeit im innerzentralmassivischen Bau gegenüber demjenigen des Sedimentmantels ist eine Art Unterschied der mechanischen Fazies, bedingt durch alte hercynische Faltung, sehr stark durch den Mangel an durchgehend ausgeprägter Schichtung der kristallinen Gesteine, ferner durch die Belastung und durch sich dazu addierende Druckschieferung. Es ist die Tiefenfazies des Zusammenschubes schlecht geschichteter Gesteine.

### 3. Oberflächengestaltung im Aar-M. und seiner Randregion.

Kartenblätter 1 : 100 000, Blatt XIII, XIV u. XVIII, und Siegfriedatlas 1 : 50 000.

Südrand. Die Umgrenzung des Aar-M. ist längs seines S-Randes orographisch deutlich ausgesprochen, das M gewissermaßen herausgeschält. Die Erosion arbeitete hier auf zu Längstälern prädestinierten Muldenzonen im E das Vorderrheintal aus, dem sich nach dem Oberalpsattel in der Mitte das Urserental und, nach dem weiteren Sattel der Furka, westlich das Oberrhonetal anschließt. Am S-Abhang des Aar-M. haben sich eine Menge paralleler kleiner Quertäler eingeschnitten, die konsequent vom M-Rücken gegen diesen Hauptlängstalzug des S-Randes führen, und die die südliche Zone des M in lauter Querkämme zerlegen. Von Val Robi (Frisal) lassen sich gegen W im Vorderrheintal 16 solche konsequente, gegen S fallende Quertäler zählen, von denen nur 2 die Zone der Aaregranite rückwärts ganz durch-

schnitten haben und noch Gebirge der Zone II drainieren. 8 Querkämme dazwischen sind ausgeprägt geformt, die anderen haben mildere Gestalten. Das Urserental hat nur drei kleine Quertäler ins Aar-M. geschaffen. Das Wasser läuft meist nur durch seichte Rinnen über die Schichtköpfe herab. Im Rhonetal ist das Phänomen der konsequenten Quertäler in der S-Randzone des Aar-M. auffallend schön und regelmäßig. Wenn wir nur die prägnant ausgebildeten, tief rückwärts ins Aar-M. eingeschnittenen zählen, so kommen wir auf deren 17. Vier derselben greifen bis in die M-Zone II zurück, und zwar das östlichste, das Tal des Rhonegletschers, die mittleren: Fiescher- und Aletschgletscher, und das westlichste: das Lötschental. Die anderen 13 oder mehr erreichen mit ihren Sammelnischen nur die Zone des Grimselgranites oder des Bietschhorngranites. Sie nehmen von NE nach SW bis zum Gredetschertal an Länge zu, nachher wieder ab. — Im ganzen gibt es also 36 konsequente Quertäler im S-Abhang des Aar-M.

Ganz anders verhalten sich E-Ende, N-Rand und W-Ende des Aar-M. und seines Mantelrandes. Hier kann niemand aus einer topographischen Karte die Umrandung des M herauslesen oder auch nur erraten.

Täler und Wasserscheiden. Das Aar-M. wird einzig vom Reußtal vollständig durchschnitten. Bei über 1400 m Höhe tritt die Reuß umbiegend aus dem weiten südrandlichen Urserental in die enge Querkluse der Schöllenen ein, die trotz herrlicher Gletscherschliffe keinerlei Trogform verrät (Taf. IX). Die Reuß beginnt hier ihre Reise quer durchs Aar-M. mit einem Wasserfall und einer langen Stromschnelle. Weitere Talstufen und Stromschnellen folgen, bis der Fluß nach 20 km bei 510 m Meerhöhe, noch ganz im M, auf Aufschüttungsboden tritt. Das Reußtal ist zwischen dem Rhonetal (Martigny-Lemansee) westlich und dem Rheintal östlich das großartigste Quertal der Alpen. Letztere sind weit vollendeter, das Reußtal aber noch im Stadium einer gewaltigen Stromschnelle. Seine zentrale Lage hat es zur wichtigen Verkehrsader bestimmt und durch dasselbe Poststraße und später die Gotthardbahn geführt.

Ein zweiter, noch nicht ganz vollständiger Durchbruch ist das Quertal der Aare, das Haslital, das ebenfalls nach N führt. Auch dieses Tal wird oben gespiesen durch Längstalwasser aus W, aber nicht wie die Reuß vom südlichen Längstal außerhalb des M, sondern aus dem Aar-M. selbst, während eine quere Furche in Rückwärtsverlängerung nach der Grimselpaßhöhe fehlt. Was der Gotthardpaß für die Reuß, das ist schon innerhalb des Aar-M. der Grimselpaß für die Aare: die südliche Wasserscheide. Vom Grimselhospiz (See) mit 1870 m Meerhöhe fällt die Aare nach 15 km auf 630 m an den N-Rand des M. Ihr Gefälle ist also noch bedeutend größer als dasjenige der Reuß. Alle Quertäler und Quertalstücke im Aar-M. sind im Gefälle noch nicht ausgeglichen; sie sind ausgezeichnet gestuft. Stromschnellen und Riegel, reich an Erosionskesselschluchten und an Wasserfällen (der bedeutendste ist die Handegg), wechseln mit Talstufen ab, die beständig unten angeschnitten, nach oben verlängert werden. Nur an der Reuß und im Aaretal beginnt die Aufschüttung von Kiesböden schon im M. Von überwältigender Großartigkeit und ergreifendem Ernst sind die Granitlandschaften im Reußgebiete oberhalb Gurtnellen und im Haslital oberhalb Guttannen.

Mit Ausnahme des Reußlaufes bleibt das Aar-M. Wasserscheide zwischen Vorderrhein und Rhonegebiet im S, Linth- und Aaregebiet im N. Die Wasserscheiden

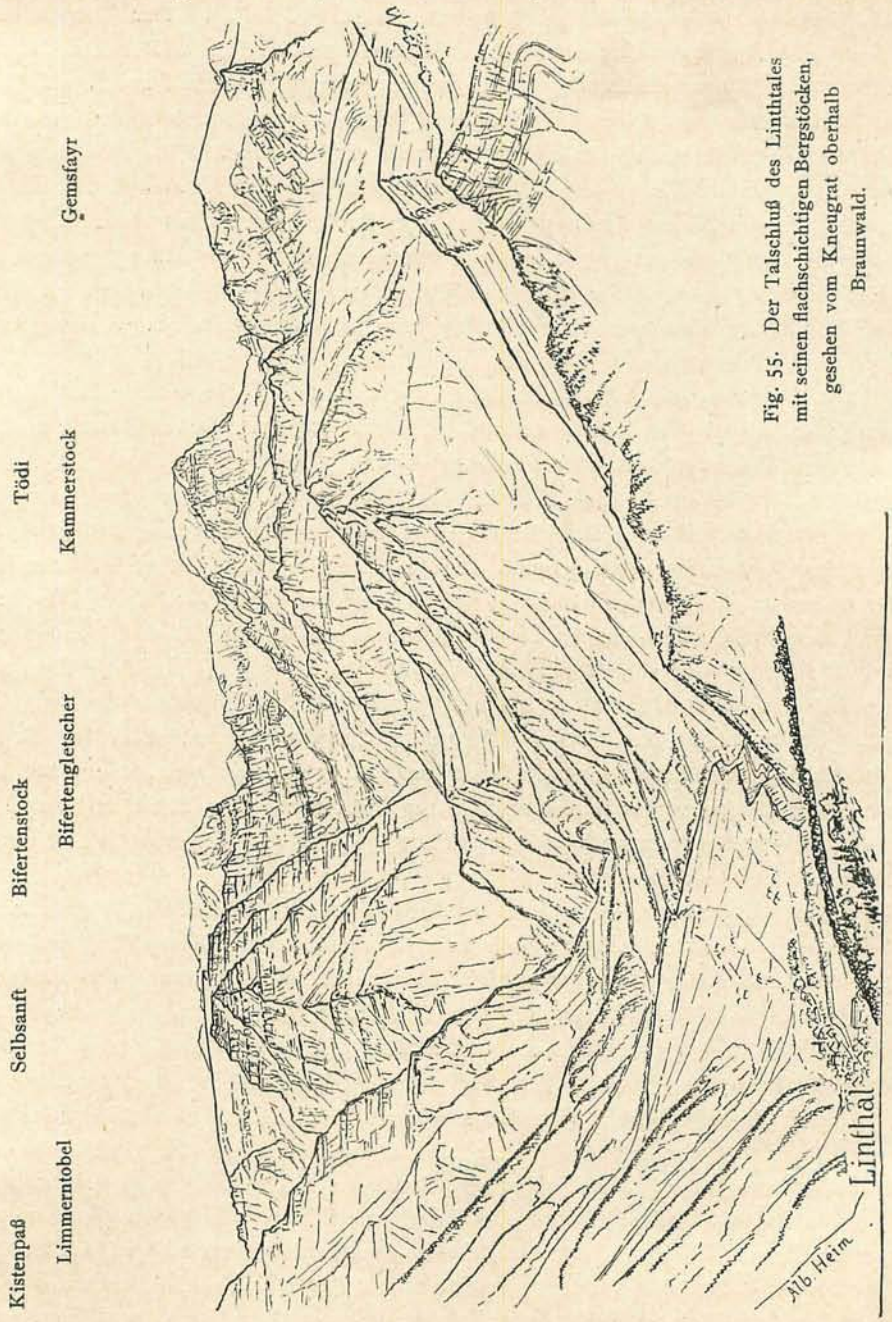



Fig. 55. Der Talschluß des Linthtales mit seinen flachschichtigen Bergstöcken, gesehen vom Kneugrat oberhalb Braunwald.

aber verlaufen sehr krummlinig und keineswegs nach geologischen Grenzen. Die Rückwärtserosion und Abwitterung hat sie im Konkurrenzkampfe der einzelnen Talgebiete geschaffen.

Die großartigsten Landschaftsbilder bieten uns die Hintergründe derjenigen Quertäler, welche das Zentral-M. eben noch anschneiden, ohne es zu durchbrechen. Es sind dies Kandertal, Lauterbrunnental, Engelberg und Linthtal. Der Talabschluß des Linthtales (Fig. 55) ist wohl der merkwürdigste der Alpen überhaupt. Nirgends ist sonst der Ausgang aus dem hintersten Talkessel so eng, die Torpfosten so hoch und steil, und die Schluchten durch den gefältelten Sedimentmantelrand zwischen den Bergpfeilern so gewunden ausgeschnitten. Und alle diese engen Wasserwege im Hochgebirgskalk waren schon vor der Vergletscherung vorhanden, die nahe über der Flußsohle im östlichen Winkel zwischen Limmernschlucht und Sandbach die überhängende Seite des Felskopfes der Uelialp mit Grundmoränen gefüllt hat, ohne die Schluchten in Tröge auszuschleifen. Auch hier wie überall am N-Rand des Aar-M. wieder die sonderbare Erscheinung: Weiterer Kessel im kristallinen Grundgebirge, Verengerung beim Durchgang durch den Kalkstein. Sicher ist daran nicht die diluviale Vergletscherung Schuld!

Im östlichen Teil des Aar-M. ist die S-Abdachung schmäler. Von der Reuß bis zur Aare liegen die größten Erhebungen etwa in der Mitte. Von der Aare bis zur Kander sind die Täler der N-Seite viel kürzer und steiler, diejenigen der S-Seite länger und breiter gestuft. Die First des M liegt hier dem N-Rande viel näher. Im Ganzen wird aber der weit größere Teil des Aar-M. gegen N drainiert.

Die größeren Längstäler des Aar-M. sind: Maderanertal, Erstfeldertal, Göschenental, Gadmental, Aaregletschertal und Oberlötschental. Viele Täler laufen schief; viele sind aus Längs- und Querstücken zusammengesetzt. Oft münden sie dem Hauptfluß entgegengehend (Gornerental, Meiental), oft in dessen Richtung. Von der jungen Linth am Tödi bis zur Aare ist der N-Rand des Aar-M. einzig vom Reußtal durchschnitten. Von der Aare bis über die Kander dagegen folgen 6 tiefe kurze Schnitte oder Einkerbungen quer durch den N-Rand. Die großartigsten, wenn auch kurzen Querkämme sind dadurch herausmodelliert und eine überwältigende Gliederung in den N-Rand des M und seinen steilen Sedimentmantel gebracht: Wetterhörner, Schreckhörner, Eiger, Mönch, Jungfrau, Gspaltenhorn, Blümlisalp-Doldenhorn.

Unabhängigkeit der Form vom Bau. In den innersten höchsten Regionen des Aar-M. herrscht die Querzerlegung vor; in Quertälern liegen Firnmulden und Gletscher; Querkämme tragen die höchsten Gipfel. Die Allmacht der Talbildung, die den geologischen Bau vielfach ganz überwunden hat, kommt zum kräftigsten Ausdruck. Alle sichtbare Oberflächenformung ist das Werk der äußeren Agentien, und die direkte Stauungsform, der geologische Aufbau, ist fast ganz verwischt. Die Modellierung der Ruine ist bedingt durch die eigenmächtigen, sie durchfurchenden Wasseradern und die Verwitterungsabbrüche, die gegen dieselben hinab erfolgt sind. Die Formen sind im Großen wie im Kleineren vielfach dem jetzt davon betroffenen inneren Bau zum Trotze gestaltet. Das Gasterntal ist der Länge nach in den festen Gasterngranit geschnitten. Nur die kleinsten Gestalten sind wieder nach der Anatomie des Gebirges herauspräpariert. Offenbar ist die Anlage des Erosionsnetzes ausgegangen von Zuständen einer alten ersten Oberfläche des Sedimentmantels, die zum größten Teil jetzt völlig verschwunden ist. Man

kann nur noch einige Züge deuten: Lötschental und Maderanertal verlaufen ungefähr auf Muldenzügen der Zone II, Vorderrhein-, Urseren- und Oberrhonetal sind ebenfalls solchen treu geblieben und schälen das M heraus. Reuß- und Aaretal waren in ihrer Anlage wahrscheinlich antezedent; die Randquertäler folgten subsequent dem ursprünglichen tektonisch bedingten Oberflächengefälle. An der N-Seite folgen die Längstäler und Sättel vielfach dem Außenrande des Autochthonen, dem leicht zerstörbaren Flysch oder Deckendogger (Schächental, Surenenpaß, Engelberg, Jochpaß, Gentertal, beide Scheideggen mit Grindelwald, Oeschinensee, Gemmi). Aber auch da, wo die Talrichtung noch in Übereinstimmung mit dem geologischen Bau sich findet, hat ein enormer Abtrag stattgefunden. Suchen wir die Sedimentmulde über Oberalp, Urserental und Furka zu ergänzen, so führt uns dies sofort auf einen Abtrag von weit über 2000 m. Wie hoch das Aar-M. auf dem Dammastock, Finsteraar- und Aletschhorn noch bis unter den Sedimentmantel ragte, ist noch nicht zu beurteilen. Es ist aber von diesen Gipfeln nicht nur der autochthone Sedimentmantel abgetragen worden, es sind auch noch die darübergehenden, freilich mehr oder weniger ausgewalzten oder zerrissenen, helvetischen, penninischen und z. T. ostalpinen Decken abgetragen. Wohl mehr, als heute noch über Meer hervorragt, ist abgetragen worden. Das Finsteraarhorn, der höchste Gipfel des M. (Fig. 57), ist durch einen Abtrag von mehreren tausend Metern geformt. Das Aar-M. mitsamt seinem Sedimentmantelrande ist für unsere Beobachtung eigentlich ganz nur als Erosionsfenster in den helvetischen und penninischen Decken entblößt.

Im Aar-M.-Gebiete ist die Überwältigung der tektonischen Formen durch die Talbildung und Verwitterung vorgeschritten. Es gehört im Schema zu Nr. 3 der dafür S. 69 aufgestellten Typen und steht in der Mitte zwischen den inneren helvetischen Kalkalpen einerseits und der Tessiner Gneisregion andererseits.

Die Firnmulden. Eine auffallende und gerade im Aar-M. sehr ausgeprägte Erscheinung sind die weiten, einförmigen, sanft geböschten Firnfelder, die sich in Höhen von 2500 m bis über 3000 m ausbreiten als die Sammelgebiete der großen Gletscher. Talkessel dieser Gestaltung finden sich in den Alpen selten unterhalb der Firnregion (etwa Einsiedeln, Plaffeien). Sie können nicht selbständig entstanden sein, denn sie reihen sich in das Wasserabflußnetz des ganzen Gebirges ein: wie die Flüsse mit ihren Furchen, so verzweigen sich auch die Talhintergründe der Firnregion mit ihren Böden und Auswitterungskesseln und Nischen oder Karen nach rückwärts und greifen bis an die höchsten hintersten Gräte; nach unten finden sie durchweg, manchmal mit einer Steilstufe (Hüfigletscher, Rhone-, Trift-, Grindelwaldnergletscher), ihren Ausweg in ein normal geformtes Tal. Es können aber doch nicht die unverändert gebliebenen Talhintergründe eines älteren, höheren Talsystems sein, denn dafür sind die Firnkessel viel zu breit, zu flach und trotzdem von so steilen hohen Gräten umrandet! Sie müssen, um diese Form zu bekommen oder zu bewahren, schon lange, wie auch heute durch den Firn, vor der Einwirkung des fließenden Wassers geschützt geblieben sein. Richter (Geomorphol. Untersuchungen in den Hochalpen, Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsband XXIX, 1901) kam zu der folgenden Erklärung, der ich beipflichte. Ein altes Flußtalsystem höherer

Stufe bildete die erste Grundlage; beständige anhaltende Firnfüllung während der Eiszeiten, der Interglazialzeiten und der Jetztzeit hat die Vertiefung ununterbrochen verzögert, aber die Ausweitung beschleunigt. Der Vorgang ist ähnlich wie bei der Karbildung: der Schnee beschützt den flachen Boden, während die umgrenzenden Steilgehänge in diesen Höhen dem häufigsten Frostwechsel ausgesetzt sind. Was davon abbröckelt, bleibt nicht als schützende Schutthalden am Fuß der Wände liegen, sondern wird, in Schnee gehüllt, langsam durch die Firnbewegung dem Talausgang zugeführt. Die Wand weicht abbröckelnd in ihrer Maximalböschung zurück. Die schneegefüllte Talfurche wird zum Talkessel, der sich ständig kreisförmig nach hinten, sanft ansteigend ausweitet. Der Vorgang kann stets beobachtet werden und tritt besonders in Jahren starken Firnrückganges deutlich vor Augen, indem unter dem Firn Reste von ins Firnniveau abgetragenen Felsecken und Gräten zum Vorschein kommen. „Die Firnfelder fressen ihren Rand, und steile Felsrippen

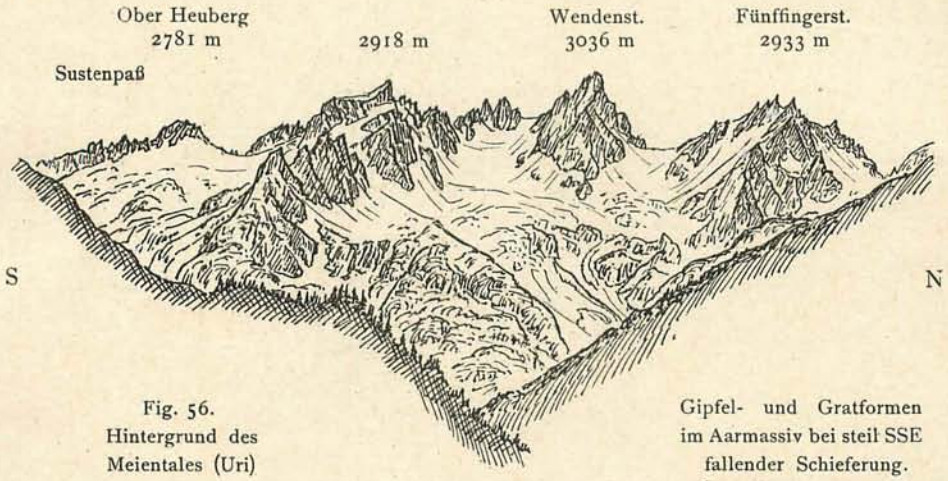



Fig. 56.
Hintergrund des
Meientales (Uri)

Gipfel- und Gratformen
im Aarmassiv bei steil SSE
fallender Schieferung.

werden zu gerundeten Firngräten." Die ganze Modellierung der die Firnfelder überragenden Gräte und Gipfel ist vorherrschend Frostverwitterung ohne Mitwirkung fließenden Wassers und ohne Sohlenangriff durch solches oder durch Gletscher.

Die Rückwärtswanderung der tieferen Schnellen und Stufen mußte stets anhalten, wo sie den Rand der ständigen Vergletscherung oder Verfirnung erreichte. So war wohl während der ganzen Diluvialzeit die Firnfelderregion anderen formenden Vorgängen ausgesetzt als die tieferen Zonen, und daher rührt der große Formenunterschied zwischen der Alpenregion und der Schneeregion.

Leider besitzen wir noch keine Bohrungen, welche über Dicke des Firns und Form des unterliegenden Talbodens genaueres berichten. Mir scheint, der Firn müßte in den großen Mulden oft mehrere hundert Meter mächtig sein; Richter hält ihn für weit schwächer.

Gipfelformen im Aar-M. Am E-Rande des Aar-M., in der Tödigruppe, wo noch Reste des Sedimentmantels aufliegen, sind die Berge vielfach oben flache, nach den Schichten modellierte und getreppte Stöcke, die durch ihre breite Macht

ein gewaltiges Bild ergeben (Tödi, Selbsanft, Gemsfayr [Fig. 55]). Aber auch bei flacher Schichtung bleiben, nachdem die vorgezeichneten Plateaux aufgezehrt sind, nur noch schmale Gräte übrig (Teufelsstöcke, Scheerhorn, Bifertenstock usw.). Im ganz entblößten Zentral-M. mit durchweg steiler Schieferung herrschen die gezähnten Gräte und die scharfen, ganzkantigen, pyramidalen Spitzen von einheitlicher Steilheit vor. Man betrachte Piz Cambriales, Bristenstock von Flüelen oder Schreck- und Finsteraarhorn und andere (Fig. 21, 56, 57 und Tafel XB). Einen herrlichen Überblick gibt die Aussicht vom Tödi (Panorama von Alb. Boßhard, Jahrbuch der S.A.C. 1914/15). Man überschaut das Aar-M., ganz an das Montblanc-M. erinnert, als eine ungeheuere Menge von Querkämmen, eine Kulisse hinter der andern, mit lauter zackigen Gräten und mit halbseitigem Fächerbau, südlich von einer enormen Längstalfurche, nördlich von dem aufgeworfenen, übergeschlagenen oder dachförmig



Fig. 57. Finsteraarhorn 4257 m, gesehen vom Oberaarhorn 3643 m als Typus eines Querkammes in autochthonem Zentralmassiv.

und gefältelt abfallenden, mehr oder weniger zerfetzten Sedimentmantelrand begleitet. In dem ungeheuren N-Abfall der durch Quertäler und -Nischen gegliederten Kette der Hochgebirgskalkberge Selbsanft, Groß Ruchen-Windgälle, Schloßberg, Titlis, Wendenstöcke, Engelhörner, Wetterhorn, Mettenberg, Eiger, Jungfrau, Gspaltenhorn, Blümlisalp, Altels zeichnet sich der gefältelte N-Abfall des autochthonen Sedimentmantels des Aar-M. ab, der von den überstoßenen Decken und dem autochthonen Flysch entblößt worden ist (Taf. VII). In dieser Zone gibt es Malmkalkwände von 2000—3000 m Höhe, die gewaltigsten der ganzen Alpen.

Die Bergformen im Sedimentmantel am W-Ende des Aar-M. (Blümlisalp, Altels, Balmhorn) erinnern durch ihren Dach- oder Stockbau wieder ganz an die Bilder aus der Tödigruppe. Wie sehr die Berge nur Reste zwischen den Tälern sind, ist im Innern des Zentral-M. noch mehr in die Augen springend als in den Randregionen. Die zirkusförmig sich ausweitenden Talhintergründe und Karnischen greifen hinauf in die Gräte. Wo ihrer nur zwei zusammenstoßen, bleibt ein Grat

als Kante, der nur Gipfel zweiten Ranges, etwa durch untergeordnete Sattelnischen herausgetrennt, enthält. Selten gibt es einen nur zweikantigen Gipfel ersten Ranges. Ein solcher Zweikanter ist aber der höchste Gipfel im Aar-M., das Finsteraarhorn, 4275 m (Fig. 57). Weitere Zweikanter sind Fleckistock, 3418 m, und Dammastock, 3633 m. Weitaus am häufigsten bleiben dreikantige Gipfel stehen, wo drei rückwärts wandernde Talkessel sich treffen (Düssistock, Rienzerstock, Titlis, Wetterhorn, Ritzlihorn, Oberaar-, Dreieck-, Aletschhorn, Jungfrau, Breithorn, Nesthorn, Bietschhorn). Viele Komplikationen entstehen dadurch, daß eine große Verwitterungsnische sich rückwärts in kleinere teilt, so daß der bleibende Gipfel sich dann aus Haupt- und Nebengräten aufbaut, von welchen aber manche sich schon vor dem obersten Gipfel rückwärts ausweitend wieder treffen. So ist der Oberalpstock von 3 Talseiten fünfkantig angeschnitten. Der Bristenstock hat von 3 Talseiten aus 5 Nischen, welche 2 Haupt- und 3 Nebenkanten ergeben. Der Galenstock baut sich aus 2 Hauptkanten und einer untergeordneten Kante auf. Das große Schreckhorn, zwischen 2 Tallinien gelegen, hat 2 Haupt- und 2 Nebenkanten, es könnte ebensogut zu den Zweikantern neben Lauteraar- und Finsteraarhorn gestellt werden. Ein prachtvoller Fünfkanter, nach 3 Talrichtungen durch 5 Nischen gebildet, ist der Mönch. Fünfkantig baut sich auch das Großschienhorn zwischen zwei Firnmulden auf, und das Bietschhorn 3953 m ist ein quer herausgeschälter Zweikanter mit 3—4 Nebenkanten (Taf. X).

Ganz entsprechende Gestalten hat die übermächtige Verwitterung überall, ganz unabhängig vom Gestein und von der Tektonik, geschaffen, wo die Rückwärtserosion schon bis zum Sichtreffen der Talhintergrundkessel in den Gebirgskörper eingedrungen ist.

Alles, was wir an den Bergformen bewundern, ist Arbeit der Erosion und Abwitterung an einem in seiner Anlage viel plumperen, massigeren Körper; alle Modellierung verrät Meißel und Hand dieses Bildhauers. Die Nischen und die dazwischengebliebenen Gratlinien, die Furchen und Schluchten mit ihren Verzweigungen nach oben von der Steinschlagrinne bis zum mächtigen verzweigten Talsystem, die eleganten Profillinien der Schuttkegel und -Halden und der Rutschungswülste nach unten bis zum flachen Delta, das Herausschälen und Vorragen der widerstandsfähigeren Gesteine, die hundertfältige Wiederholung aller dieser Formung, bald von unten heraufwandernd, bald von oben herab, bald seitlich greifend mit Unterbrüchen und Modifikation durch Eisbedeckung, das ist es, was unsere Berge alle geformt hat: Gestein, Luft, flüssiges und festes Wasser mit Temperaturwechsel und Schwere. Und die Ursachen der Ursachen? Der Kreislauf des Wassers — die Sonne, die ihn treibt!

## II. Das Gotthardmassiv (Tafel VI und XI).

Ältere Literatur von:

Scheuchzer, Pini, de Saussure, Mechel, Besson, Ebel, Hugi, Lusser, Lardy, Lavizzari, Studer, G. vom Rath, L. Rütimeyer.

Jüngere Literatur:

Die geolog. Karte der Schweiz 1 : 100000 („Beiträge") enthält Stücke des Gotthard-M. in folgenden, von Texten begleiteten Blättern: 1881 Fr. Rolle, Bl. XIX mit Lfg. 23; 1888 A. Baltzer, Bl. XIII mit Lfg. 24; 1891 Alb. Heim, Bl. XIV mit Lfg. 25.

Spezialkarten, welche Teile des Gotthard-M. enthalten, sind: 1873 K. v. Fritsch, Das Gotthardgebiet, „Beiträge" Spezialkarte Nr. 6 mit Lfg. 15. 1908 C. Schmidt u. H. Preiswerk, Simplongebiet, „Beiträge" Spezialkarte Nr. 48, mit Erläuterungen.

1894 „Livret-guide géologique" enthält eine gute Übersicht über Aar- und Gotthard-M. mit Profilen von C. Schmidt und ähnlich von A. Baltzer.

1885—1895 F. M. Stapff, Ingenieurgeologe des Gotthardtunnels, viele Publikationen, amtliche Berichte und Profile. Serien von Gotthardtunnelgesteinen in vielen öffentlichen Sammlungen enthalten. Geolog. Übersichtskarte d. Gotthardstrecke 1 : 25 000, 10 Blätter.

Nach neueren petrographischen Methoden durchgeführte Untersuchungen über einzelne Teile oder Gesteine des Gotthard-M. liegen vor von:

1890 u. 1892 U. Grubenmann über Gotthardgranite, in Verhandl. d. Thurgauischen naturf. Ges.

1906 P. Waindziok, Petrograph. Untersuchungen an Gneisen des St. Gotthard, Dissert. Zürich.

1908 Laura Hezner, Petrograph. Untersuchung d. kristallinen Schiefer auf d. S-Seite d. St. Gotthard, Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Beilageband 27.

1909 J. Königsberger in Eclogae vol. X.

1912 Arnold Schneider, Der Diallag-Peridotit und seine Umwandlungsprodukte auf Gigestaffel südl. Andermatt. Dissert. Zürich.

1914 Van Holst Pellekaan, Gebirgsgruppe des Scopi. Dissert., Zürich u. Amsterdam.

1914 Paul Niggli und Walter Staub, Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aar-M., „Beiträge" n. F. Lfg. 45, sowie mündl. Mitteilg. v. Okt. 1916.

1918 Leo J. Krige, Petrograph. Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Eclogae.

1919 U. Grubenmann, Lamprophyrische Ganggesteine im zentralen Gotthardgranitgneiß aus der Umgebung des St. Gotthardhospizes, Vierteljahrschrift d. natf. Ges. Zürich.

1919 P. Niggli, Petrograph. Provinzen der Schweiz, in Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich.

## 1. Bau und Gesteine des Gotthard-M.

Über den Bau des Gotthard-M. ist unsere Kenntnis noch lückenhafter, als über das Aar-M. Die Idee, einen Querschnitt durch die Alpen von Schwyz über den Gotthard bis Lugano zu untersuchen und darzustellen, ist zwar alt. Hans Conrad Escher beschrieb dieses Querprofil vor über 100 Jahren. Lusser (Arzt in Altdorf) publizierte 1826 und 1829 sehr beachtenswerte „Profildurchschnitte vom Gotthard bis Arth", und Lardy gab 1833 (Denkschriften der S.N.G.) eine geolog. Karte des Gotthard heraus. Die eingehendere geologische Kartierung, angeordnet durch die Schweiz. geologische Kommission, begann ca. 1867 und lieferte 1873 Text mit Karte 1 : 50 000 von K. v. Fritsch, die sehr reich an neuen Beobachtungen waren. Allein v. Fritsch arbeitete damals noch ohne die neueren petrographischen Methoden und ohne unsere jetzigen Gesichtspunkte. Das Gotthard-M. ist leider in unserer 1 : 100 000 Karte auf 4 verschiedene Blätter verteilt. Wir können zur Not ein Profil auf dem mittleren Querschnitt (Gotthardpaß) und einige im östlichen Teile geben, allein die Zusammenhänge und Äquivalenzen sind noch nicht durchgehend verfolgt. Bezügliche Untersuchungen durch P. Niggli sind im Gange.

### a) Das Gotthard-M. als Ganzes, Übersicht (Tafel VI).

Das Gotthard-M. ist stets als ein Zwillingsgenosse des Aar-M. betrachtet worden. Wie das Letztere ist es ebenfalls sanft konvex nach N ausgebogen. Seine kristallinen Silikatgesteine sind von WSW nach ENE auf eine Länge von 82,5 km entblößt mit einer Breite von 10 bis höchstens 12,5 km. Gegen WSW spitzt sich das M. nach einer Anschwellung im Pizzo Rotondo allmählich aus und schmiegt sich dort dem Aar-M. dicht an, während es gegen ENE breiter wird und mit kompliziertem Bau sich mehrfach gabelnd endigt. Im Allgemeinen ist auch im Gotthard-M. der Zonenbau deutlich ausgebildet. Lardy hat ihn schon 1833 erkannt und dar-

gestellt. Gesteinswechsel, Schichtung und Schieferung streichen meistens ähnlich der Mittellinie des Ganzen.

Die Fächerstellung des ganzen M. ist klassisch ausgebildet. Schon Saussure und Lardy haben sie entdeckt.

Dem ganzen N-Rande entlang fallen die Schichten mit 60—80° gegen SSE, d. h. von dem Längstalzuge unter das Gotthardgebirge hinein. Gegen die Mitte stellen sie sich mit verschiedenen Schwankungen steiler bis senkrecht und in der südlichen Zone fallen sie mit 70—45° gegen NNW. Die Paragesteinszonen sind durchweg an den Gipfelregionen breiter, nach der Tiefe der Täler oder zum Tunnel hinab schmäler und steiler, so daß gerade in ihnen die Fächerstellung stärker ausgesprochen ist, als in den Orthogesteinen.

Sobald man aber eine genauere Geometrie des Fächers sucht, gelangt man in Verwirrung. Die Linie senkrechter Schichtstellung ist nicht durchzuzeichnen; sie setzt aus, springt von einer Gesteinszone in die andere über und kann auch doppelt oder dreifach werden. Im Ostteil finden wir senkrechte Schichtlage oder Plattung im Val Lavaz, unter dem Medelsergletscher und am N-Rand des Scopi gegen Perdatsch. Im Gotthardpaßprofil stehen die Schichten erst in einer südlicheren Zone senkrecht, dann verschiebt sich die Vertikallage wieder in nördlichere Zonen in die Wytenwasseralp und an die Mutthörner und geht ins mittlere Eginental. Im westlichen Zipfel ist der Fächerbau nur zur Hälfte vorhanden, indem die Schichten und Platten der Gneise am S-Rand des M. senkrecht stehen. Im Gotthardtunnel stehen die Schiefer, Schichten und Platten durchweg steiler als an der Außenfläche des Gebirges; der Fächer ladet nach oben weiter aus; in der Tiefe ist er zusammengedrängter, wie dies der Fächerfaltennatur entspricht.

Auch das Streichen der Schichten und Schieferungen im Innern des Gotthard-M. zeigt manche lokale Abweichung. So ist z. B. das Streichen der Gneise am SE-Rande des Rotondogranites bis in S-N-Richtung abgelenkt, an anderer Stelle zu S-Fall gewendet; der Gneis umgibt gewissermaßen großflasrig den Granitstock. Im Val Cadlimo kommt Streichen nach ESE vor, S von Hospental dagegen nach NNE. Hie und da sind die Schichtflächen windschief gedreht oder sanft verbogen.

Der Vergleich von Aare- und Gotthard-M. ergibt außer der Ähnlichkeit in Zonen- und Fächerbau noch folgendes:

Bei beiden finden wir zwei Zonen von Orthogesteinen. Die nördliche, mit vorherrschend Orthogneisen, ist durch eine Parazone von der südlichen Zone der eigentlichen Alpengranite („Protogine") getrennt. In den Gneisen finden sich, durch Quetschung linsenförmig geworden, basische Eruptivintrusionen, die jetzt sehr häufig als Amphibolithe erscheinen. Die Alpengranite sind in beiden M. batholithische oder lakkolithische Intrusionen sehr saurer Granite der Kalkalkalireihe mit hohem Natriumgehalt. In beiden stellen sich erst gegen E „Hornblendeprotogine", granodioritische Gesteine ein — spärlicher im Gotthard-M. als im viel größeren Aar-M. Dem Syenit von Piz Giuf und dem Puntaiglasgranit entspricht nach seiner Lage im M. der Kristallinagranit, dem Diorit von Rusein und Puntaiglas der Diorit von Ufiern. Aplitische und lamprophyrische Gänge finden sich in beiden M.

Vollständig analog den Cm-Einschlüssen im Gasterngranit, Innertkirchnergranit und Erstfeldergneis sind Marmorlinsen mit Kalksilikaten (Grossular, Pyroxen [Salit], Vesuvian, Diopsid, Epidot, Hornblende) und auch Hornfelse, gefunden in der Muttenalp, Unteralp, Alpe Lohlen, am Badusstock, Piz Tegliola, Val Maigels. An vielen andern Stellen sind CM und RM nicht mehr unterscheidbar. Auch darin ist das Gotthard-M. dem Aar-M. gleich, daß alle CM, die darin gefunden werden können,

älter als Trias sind, und daß am mesozoischen Sedimentmantel solche nicht vorkommen. Nirgends greifen Zentral-M.-Gesteine mit Eruptivcontact in den mesozoischen Sedimentmantel. Auch Königsberger, der den CM innerhalb der M. vieles zuschreibt, betont das prätriasische Alter aller dieser Erscheinungen im Gegensatz zu Klemm, Weinschenk und Lepsius.

An den Cm-Einschlüssen am Piz Badus hat Grubenmann (Der Granat von Maigels, Festschrift der Universität Zürich 1914) festgestellt, daß die CM älter als die alpine Faltung ist, daß die Letztere dann den Granat (Grossular) z. T. in Pseudomorphosen von Epidot und Klinozoisit umgewandelt hat und daß später die Hohlräume mit Neubildungen hydrothermaler Art (Adular, Byssolit) gefüllt worden sind. Stapff hebt hervor, daß Kohlensäureeinschlüsse, Rutil, Hämatit, Disthen, Granat, Turmalin, Anhydrit als Gesteinsgemengteile im Gotthard-M. ganz gewöhnlich, im Aar-M. dagegen selten sind.

Die in die Augen springendsten Differenzen von Aar- und Gotthard-M. sind die Folge der durchschnittlich viel intensiveren tertiären Stauung, welche die Gesteine des Gotthard-M. erfahren haben. Die grobkörnigen Medelserprotogine und noch mehr die Fibbiagneise, z. B. von der Art, wie man sie gleich beim Hospiz des Gotthardpasses schlägt, sind durch ihre Augenflaserung, ihre Quarzpulverisierung, ihre gestreckten, zerrissenen Glimmer und die prachtvolle Durchschlierung mit Sericit usw. wohl von den schönsten Produkten einer DM, bei denen ohne Schwierigkeit auf einen Blick das Edukt wie das Produkt zu erkennen ist. So intensive und schöne Stauungsmet., Kataklase mit Ausheilung durch Ummineralisierung, ist beim Aaregranit kaum zu finden. Auch die Schieferung und die grobe Stauungsplattung der Granite ist im Gotthard-M. überall sehr deutlich ausgeprägt, während sie in den Aaregraniten hie und da neben flacher Bankung fast unsichtbar wird. Viele Granite des Gotthard-M. sind durch die summierte hercynische und alpine DM in Streifen und Stengelgneise umgewandelt.

Der Gedanke ist naheliegend, daß die stärkere DM des Gotthard-M. und am E-Ende auch der Übergang seines Fächers in Überschiebungen bedingt war durch den intensiveren, direkteren Andrang, den es von den penninischen Decken auszuhalten hatte und der auch am S-Rand seine Wurzel so gepreßt hat, daß Fächerstellung eintreten mußte. Das Aar-M. stand im Schutz und Schatten des Gotthard-M.

Im Großen und Ganzen ist nach Bedeutung, nach Bau und Gesteinen das Aar-M. dem Montblanc-M. äquivalent zu stellen. Das Gotthard-M. erscheint dann nur als eine südlich abgesplitterte und aufgeschobene Schuppengruppe des Aar-M., die sich gegen E mehr und mehr ablöst. Auch Argand stellt es in seinen Profilen so dar. Wollen wir im W noch ein besonderes Äquivalent des Gotthard-M. suchen — um eine eigentliche direkte Fortsetzung kann es sich nicht handeln — so kommt dafür einzig der Mont Chétif (Tafel XII) in Betracht. Sie beide sind die einzigen autochthonen Massivteile, welche S der Zone der helvetischen Wurzeln liegen.

Auch das Gotthard-M. besteht aus prätriasischen Gesteinen mit prätriasischen Intrusionen und CM. Prätriasische (hercynische) Aufrichtung der Gesteine ist im Gotthard-M. möglich, aber bisher nur an wenigen Stellen nachweisbar gewesen, denn fast ringsum schmiegt sich der mesozoische Sedimentmantel den kristallinen Schiefern konkordant an. Die Aufstauung des M. ist also vorwiegend tertiäre Dislokation.

In unserer kurzen Beschreibung des Gotthard-M. können wir keinen ganzen Zusammenhang geben, sondern müssen uns mit der Darstellung einiger Profile und wenigen Bemerkungen über ihre Umgebung begnügen.

### b) Profil an der Gotthardstrasse (Mittelregion) (Tafel VI u. XI).

Wir treten bei Hospental in das Gotthard-M. ein. Über dem S fallenden Carbon des Urserentales treffen wir hier:

Zone I: Sericitgneise der Urserenzone. Paraschiefer, wahrscheinlich hochmet., altpaläozoische Sedimente. Es sind dies Sericit-Quarz-Albitschiefer, stellenweise deutlich relictopsammitisch oder quarzkonglomeratisch. Die Quarze sind oval gedrückt; Biotit ist noch spärlich. Sie entsprechen den „Urserengneisen" am S-Rand des Aar-M. Analysen zeigen viel $SiO_2$ (z. B. 72%), wenig K, Al-Überschuß.

Die Zone I hat durchgehende Erstreckung. Im SW ist sie wohl mit dem Urserengneis i. e. S. vereinigt. Der Talboden des Oberwallis liegt in Zone I. Oberhalb Münster zieht sie an der S-Seite des Tales entlang mit 2—3,5 km Breite. S des Furkapasses bildet sie mit 750 m Zonenbreite den Blauberg. Der Talweg oberhalb Realp liegt darin; sie streicht durch Hospental über Andermatt und hat im Gotthardtunnel 1,25 km Breite. Die Sericitgneise — z. T. gequetschte Porphyre — bilden den Piz Muraun und nach Durchquerung von Val Somvix den Piz Miezdi. Wie beim Aar-M. so verbreitert sich auch hier die Sericitzone gegen die Enden des M.

Zone II: Gurschengneis (genannt nach Gurschenalp S Andermatt) entwickelt sich, ebenfalls noch als Paragneis, mit allmählichem Übergang aus Zone I durch etwas hochgradigere Umwandlung. Neben Sericit ist hier viel Biotit und auch Feldspat ausgebildet; das Gefüge ist grobkörniger, weniger feinschiefrig. Gegen S nimmt die Feldspatisierung zu, und Aplitinjektionen, von Zone III ausgehend, stellen sich darin ein. Die Zone II ist an der Gotthardstraße nur etwa 400 m breit.

Zone III: Gamsbodengneis (Gamsboden heißt der Talboden längs der Straße, 1 km S von Hospental), 4 km breit. Orthogneis mit teilweise ursprünglicher Erstarrungsparallelstruktur, dazu starken Pressungserscheinungen; besteht aus violettem Trümmerquarz, Plagioklas (z. T. saussuritisiert), Mikroperthit, Biotit, Sericit, Chlorit, Muscovit, Myrmekit, Apatit, Granat, Zirkon, Epidot, Erze. Struktur flasrig, stark linear gestreckt, gegen S mehr und mehr als grober Augengneis, stellenweise aber auch als massiger, feinkörniger Muscovitgranit ausgebildet. Analysen ergeben 72—74% $SiO_2$, z. B. 73,62 $SiO_2$, 12,96 $Al_2O_3$, 3,92 $K_2O$, 3,24 $Na_2O$. Die Zone III streicht weit nach W. Im Wytenwassertal bei Alp Cacciola, dann wieder im Eginental enthält sie völlig granitische Abänderungen. Indessen lassen auch diese unter dem Mikroskop starke dynamische Beeinflussung, Mörtelstruktur usw. erkennen. Gegen E scheint sich Zone III zu verteilen. Niggli unterscheidet am Six Madun noch drei durch Paraschiefer getrennte Teilzonen mit intrusiven (lakkolithischen?) Kernen. Die zwischenliegenden Gesteine sind stark Cm (Turmalinfelse, Granatfelse, Granatkalksilikatfelse, Granatamphibolite). Aus Zone III ist hier eine „Mischzone" von Para- und Orthogesteinen geworden. Weiter gegen E verlieren sich die Orthogesteine der Zone III; an ihre Stelle treten Injektionsgesteine, Lagengneise. Im Profil der Täler Maigels und Nalps gibt es keine Granite mehr.

Sowohl in Zone II als besonders in Zone III finden sich zu Linsen gequetschte Stöcke basischer Eruptiva. CM kombiniert sich mit DM. Am häufigsten sind Peridotite, randlich oder ganz umgewandelt in Chlorit-Serpentin und in Talkschiefer (Giltsteine), oder Diabas-Gabbrogesteine umgewandelt in Eklogite, Zoisit-Epidotgesteine. Solche Vorkommnisse sind in den Gneisen der Alpen überhaupt nicht selten. Sie finden sich an der Gurschenalp (Unteralp) bei Andermatt. Die Linse von Gigestaffel S Andermatt ist (A. Schneider) etwa 300 m lang und 100 m mächtig. Sie enthält einen Kern von unverändertem Peridotit mit primärem Olivin, Diallag und Hornblende und eine Hülle von Chlorit-, Serpentin-, Giltstein-, Talkschiefer, Strahlstein und sogar Nephrit. Das Gestein ist auch im Gotthardtunnel durchfahren worden. Ein anderes Vorkommen im gleichen Streichen liegt an der Wannelen S Hospental, und ein weiteres mit reinem Talkschiefer im Gerental 1,5 km SE Oberwald (W Furka). Im Urserental ist seit alter Zeit der Ofenstein S Andermatt gebrochen und verwendet worden.

C. Schmidt hebt hervor, daß meistens die Amphibolite der Sericitgesteinszonen aus heterogenen Einlagerungen zu Linsen gequetscht hervorgegangen sind, diejenigen in den Biotitgneisen dagegen konkordanten Schichten gleicher Entstehungsart wie das einschließende Gestein entsprechen.

In der Fortsetzung von Zone III in Val Maigels und Cornera finden sich Kalksilikatschollen mit Vesuvian, Diopsid und Granat. Die alpine DM hat den Granat, der auch ihr paßte, unverändert gelassen, Vesuvian und Diopsid aber gequetscht und teilweise in Hornblende und Epidot umgewandelt.

Zone IV: Guspisgneis. Aus dem oberen Tal von Val Guspis zieht schief über die Blauberge, die Gotthardstrasse in sehr verschmälerter Zone (800 m) bei Rodont querend und dann nördlich vom Lucendrosee zum Iwerberhorn und Rothtälchen sich erstreckend, wieder ein dunkler, glimmerreicher, auch amphibolitischer Paragneis, der dem Gurschengneis ähnlich, doch kräftiger kristallinisch ist. Ursprünglich muß er ein mergeliger Sandstein gewesen sein, $SiO_2 = 66{,}94$. Das Gestein ist von beiden Seiten her stofflich stark injiziert und bildet Einschlüsse im nördlichen Gamsboden-, wie im südlich angrenzenden Fibbiagneis. Die Grenzen sind z. Teil nach Art der Einschmelzung verwischt. Pegmatitische Gänge setzen durch. Die paläozoische CM mag die Textur vermassiget haben, die tertiär alpine Stauung hat sodann wieder ausgezeichnete Schieferung und scharfe, nach oben weisende Linearstreckung, stellenweise scharfe Fältelungen in dem alten Contactgestein erzeugt.

Ohne Zweifel ist die Guspiszone eine Art Mulde zwischen den zwei granitischen Massen, denn sie erweitert sich nach der Höhe. Der ca. 20 km lange Amphibolitstreifen vom Hintergrunde der Unteralp über Kastelhorn, der zwar in der Tiefe der Gotthardstraße ausgekeilt ist, dann aber nördlich des Lucendrosee wieder einsetzt, und auch der Amphibolitzug des Pizzo Centrale gehören der Mulde der Guspisgneise an. Am Lucendrosee soll der Fibbiagranit über den Guspisgneis greifen.

Zone V: Fibbiagneis — wir könnten ebenso gut sagen „Fibbiagranit" oder „Gotthardgranit" i. e. S. Eine Analyse ergab $SiO_2 = 71{,}91$, $Al_2O_3 = 16{,}65$, $Fe_2O_3 = 0{,}23$, $FeO = 3{,}05$, $CaO + MgO = 1{,}68$, $K_2O = 2{,}73$, $Na_2O = 4{,}07$, $SiO_2$ von

verschiedenen Stellen 71—73,5 %. Das Gestein ist oft porphyrisch mit in Reihen geordneten großen Mikroperthiten und deutlicher primärer Fluidalstruktur, Protoklase im Quarz. Selbst sehr granitische Abänderungen zeigen doch schon den violetten Quarz sandig zerquetscht. Die Feldspaträndер, Orthoklase wie Plagioklase, haben Mörtelstruktur; viele Feldspäte sind mikroperthitisch, ihre Lamellen verbogen, die Glimmer sind verzerrt. Primäre Accessoria sind selten: Magnetit, Zirkon, Rutil, Apatit; DM ist überall vorhanden und hat Chlorit, Sericit, Epidot, Zoisit, Granat gebildet. Alle Übergänge in ganz schiefrige Varietäten kommen vor, bei denen dann alle Mineralindividuen zermalmt, ausgewalzt, die Trümmer ineinander gedrängt sind, und Sericitisierung, Chloritisierung, Epidotisierung und Saussuritisierung das Gestein ausheilend ergriffen haben. Die fächrige Steilschieferung und Plattung, in diesem Gesteine, wohl ganz nur Dm entstanden, ist überall kräftig ausgesprochen und aus großer Ferne zu erkennen (Fächer am Pizzo Rotondo gesehen vom Pizzo Centrale. Gotthardgranit beim Hospiz schon steil NW fallend).

Die Fibbiazone ist im Pizzo Rotondo am kräftigsten und zugleich in sehr granitischen Abänderungen entwickelt. Aber auch hier ist die Dislokations-Beanspruchung in jedem Handstücke zu erkennen. Am Pizzo Rotondo erreicht die Granitzone 5 km Breite. Wyttenwasserstock, Pizzo Lucendro und Fibbia gehören ihr an. An der Gotthardpaßhöhe steht sie mit 1,5 km Breite schon ihrem östlichen Ende nahe; sie umfaßt noch den Monte Prosa und endigt am Sellasee. Zone V ist ein etwa 19 km langer Lakkolith.

Südlich des Hospizes, im oberen Teil des Val Tremola, tritt nochmals ein Gestein auf, das wohl mit dem Fibbiagneis zusammenhängt und als eine aplitische Randfazies desselben zu deuten ist. Es ist Tremolagranit genannt worden; die beiden Glimmer zeigen durchweg teilweise Umwandlung in Epidot, Zoisit und Granat; der Tremolagranit wird von mannigfaltigen und zahlreichen Gängen begleitet.

Zone VI: Soresciagneis oder Sellagneis, 900 m breit. Von der Alpe di Sorescia quer durch den obersten Teil von Val Tremola an den S-Abhang der Fibbia streichend und gegen W noch zunehmend, tritt ein heller Lagengneis auf. Die hellen Lagen bestehen fast nur aus feinkörnigem Quarz; die Biotite sind gestreckt und zerrissen; Muscovit und Sericit sind ebenfalls der ausgezeichneten, fast vertikalen Streckungsrichtung angepaßt. Das Gestein hat nichts aplitisches an sich. Es grenzt scharf mit Injektionscontact des Tremolagranites, stellenweise mit schiefem Abstossen seiner Schieferung an dem letzteren ab. Über die Genese dieses Gneises ist noch nichts sicheres festgestellt. Er scheint ein Mischgestein von Sediment und Magma, ein Injektionsgneis zu sein. Wahrscheinlich entspricht Zone VI im S der Zone II im N.

Zone VII: Tremolaserie. Mit primärem Contact konkordant steil nach N fallend schließen sich kristalline Schiefer eines besonderen Typus dem Soresciagneise mit Übergängen und einigen Rückfällen an. Der ganze Komplex war nach den eingehenden Untersuchungen von Laura Hezner ursprünglich eine Schichtfolge sandig mergeliger Tongesteine mit etwas Kalksteinen von paläozoischem Alter, dann intensiv, vielleicht schon Rm, hernach wahrscheinlich etwas pneumatolytisch, hauptsächlich aber Dm umgewandelt. Ein reicher Gesteinswechsel ist quer zur

Schieferung, wie im Streichen vorhanden, und die gleichen Varietäten wiederholen sich oft und keilen wieder aus. Oft wechselt das Gestein Schichtchen um Schichtchen, aber ohne daß man Repetitionen durch Schuppung oder Fältelung annehmen könnte. Es scheint eine mächtige, einheitlich gleichartig umgewandelte Schichtserie vorzuliegen, deren Variationen meist nur von der relativen Größe und Menge der fast überall gleichen Bestandmineralien abhängen. Chemisch fällt der im allgemeinen hohe, bis $5\,^1/_2\,\%$ gehende Natrongehalt der ganzen Tremolaserie auf. Flach gedrückte Quarzitgerölle beweisen hie und da den konglomeratischen Ursprung dieser Gesteine. Gerölle und Bindemittel sind dabei gleichsinnig umgewandelt. Auf den ersten Blick erscheinen die Tremolaschiefer als Glimmer- und Kalkglimmerschiefer mit Hornblende und Granat.

Laura Hezner hebt Typen heraus, betont aber ihre allseitigen Übergänge und Wiederholungen. Von N nach S herrschen vor: 1. die Biotitschiefer und -Gneise mit Amphiboliten, 2. die Hornblendegarbenschiefer, das sind meistens Glimmerschiefer mit großen, bis 10 cm langen garbenförmigen Büscheln von Hornblendenadeln und großen Granaten (1—2 cm Durchmesser), bald in quarzitischem, bald in sericitischem, bald in chloritischem Grundgewebe; Amphibolite und Granatglimmerschiefer begleiten sie. 3. Die Zweiglimmerschiefer mit kleinen Granaten, übergehend in Biotit-Sericit-Gneise, in quarzitische und sericitische Schiefer.

Der Feldspat ist fast immer Albit; der Calcit erscheint marmorkörnig; Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Apatit und Rutil kommen überall akzessorisch vor. Extreme Varietäten dieser Gesteine sind Granatquarzite, Albitgneise, Glimmermarmore. Chlorit und Epidot sind häufig, Disthen selten. Die Granaten sind oft so massenhaft, daß einst ein Wanderer mit Recht sagte, die Gotthardstraße werde im Val Tremola streckenweise mit Granaten beschottert. Talk und Serpentin fehlen der Tremolaserie. Es fehlen auch alle typischen Contactmineralien. Wenn Klemm Malakkolith als solches geltend machte, so beruhte dies auf einer Verwechslung mit Epidot.

Die Tremolaserie ist ein Gebilde, das wir in der Schweiz einzig vom S-Rand der mittleren Partie des Gotthard-M. kennen. Sie beginnt ganz schmal im Bedrettotale beim Ospizio all'Acqua. Da der S-Rand des M. hier mehr gegen E streicht, als seine Gesteine, so wird die Zone breiter und erreicht im Profil des Val Tremola 2200 m. Sie streicht über Airolo durch den N-Abhang von Val Canaria, zieht, an Charakter verlierend, durch den Grat zwischen Piora und Val Cadlimo und verschwindet am Scai (Hezner, Krige, Van Holst).

Von Dislokationskataklase, wie sie die Mineralien der Granite und der übrigen Gneise des Gotthard-M. zeigen, ist in der Tremolaserie relativ wenig vorhanden — selbstverständlich, denn hier handelte es sich eben bei der Aufstauung der Alpen nicht um die Quetschung einer schon fertigen mineralischen Ausbildung, sondern vielmehr erst um eine völlige Neumineralisierung durch den Druck. Die Stauung hat aber zugleich der Gesteinstextur und -Struktur ihr Gepräge gegeben. Es spricht sich aus in Form und Lage der Komponenten, Abplattung der Gemengteile in der Schieferungsebene, Schieferung mit sericitischen und chloritischen Gleitflächen, mit starker Linearstreckung, Zerfall einzelner Gesteine in von Rutschflächen umgebene Linsen, intensive Kleinfältelung. Die Gleichzeitigkeit der Mineralisierung mit der Stauung wird am deutlichsten angezeigt durch die Porphyroblasten, z. B. Granaten und Strahlen der Hornblendegarben, die unabhängig von der Schieferungsrichtung im Gesteine stecken.

Es war ein Irrtum, daß die Tremolaserie zur Bedrettomulde gehöre und in die Pioramulde streiche. Sie gehört zu den kristallinen, prätriasischen Sedimenten des Gotthard-M. Die stark ent-

wickelte Trias trennt die Tremolaserie von dem Gesteinszug der Piora- und Bedrettomulde. Wenn nun auch die jüngeren Gesteine der Pioramulde in gewissen Abänderungen an die Tremolaserie erinnern, wenn auch da neben Glimmergips auch Biotitmarmor, Sericitbiotitschiefer, Disthen, Staurolith, Hornblende, Zoisit, Epidot, Granat erscheinen, so ist das eben die Folge davon, daß die alpine Stauung, welche die Met. erzeugt hat — eben weil postmesozoisch — alles ergriffen und ähnliche Stoffe ähnlich umgewandelt hat: das Mesozoikum der Bedrettomulde, wie das Paläozoikum des Gotthard-M. Die Tremolaserie ist etwas anderes geworden, wahrscheinlich weil sie alter Contactwirkung nicht ferne stand, und weil sie in tieferer Zone lag, als das Mesozoikum. Die Tremolaserie liegt innerhalb des triasischen Massivhemdes; ihre Ursprungsgesteine sind somit wahrscheinlich paläozoisch. Königsberger (Eclogae, Dez. 1908) weist auf schwarze Granatglimmerschiefer im nördlichsten Streifen der Tremolaserie am Giubing hin, deren Kohlengehalt (ca. 5%) zwar nicht groß, aber zu ausgedehnt sei, als daß es etwas anderes als Carbon sein könne. Dann muß die ganze Tremolaserie als Carbon und Perm gelten.

An die Gesteine der Tremolaserie schließt sich im Gotthardtunnel, nahe dem Ausgang und im Dorfe Airolo, die triasische Rauhwacke des südlichen Sedimentmantels (Bedrettomulde) an.

Während Zone I und II, sowie VII metamorphe Sedimente mit wenig Substanzzufuhr darstellen, sind Zone IV und VI offenbar stark mit Intrusivmaterial durchdrungen; sie sind mehr oder weniger Mischgesteine. In Zone I sind keine Gänge bekannt, in Zone II sind sie sehr selten, dagegen finden sich in den Zonen III, IV, V und VI Eruptivgänge in großer Zahl. Waindziok zählte in der Nähe der Gotthardpaßstraße 30 leukokrate und 43 melanokrate Gänge. Alle Gänge, besonders die basischen, sind stark Dm. Viele sind fast zu Glimmerschiefern und für solche gehalten worden, andere sind amphibolitisch. Der Serpentin führt Quarzporphyrgänge. U. Grubenmann hat einen Längsgang und sechs Quergänge von $^1/_2$—14 m Stärke aus dem Fibbiagneis in der Umgebung des Gotthardhospizes genauer untersucht. Sie alle sind Lamprophyre, nach ihrem Chemismus Kersantite, Dm beeinflußt (Streckungsschieferung, kristalloblastisch, Epidotisierung der Anorthite). Sie unterscheiden sich alle untereinander; jeder ist ein individuelles Produkt magmatischer Spaltung, „eine Person für sich".

Zusammenfassung. Der Gotthardfächer im mittleren Querprofil beginnt am S-Rande des Aar-M. mit mesozoischen Schichten (Urserenmulde). Auf die überkippte Serie Jura, Trias, Verrucano, Carbon folgen die zentralmassivischen Gesteine zunächst als paläozoische, metamorphe Paraschiefer (Zone I und II). Dann erscheinen in Zone III und V zwei gewaltige Massen von Graniten, getrennt durch die nach unten sich verengernde, stark injizierte Parazone IV. Am S-Rande des Gotthardgranites folgt abermals eine Zone injizierter Gneise VI und dann die wohl wiederum paläozoische, metamorphe Tremolaserie, endlich Trias und penninischer Lias (Bündnerschiefer).

Wollen wir die Zonen des Gotthard-M. mit denen des Aar-M. in Parallele stellen, so können wir sagen: Urseren- und Gurschengneis fehlen im Aar-M. oder sind nördlich in der Tiefe verdeckt geblieben; der Gamsbodengneis ist analog der nördlichen Gneis- und Granitzone im Aar-M.; der Guspisgneis vertritt die Sericitzone des Aar-M., beide mit Amphiboliten. Die Aaregranite wiederholen sich im Gotthard-(Hospiz-Fibbia)-granit. Der Sorescia- und Streifengneis vertritt die Sericitaugengneise; die Tremolaserie fehlt im Aar-M. Das Aar-M. zeigt am N-Rande keine

Sericitgesteinszone, wohl aber am S-Rande. Das Gotthard-M. hat eine solche am N-Rande, nicht aber am S-Rande.

Das Gotthard-M. ist im Ganzen eine gewaltige symmetrische, geometrisch synklinale, geologisch antiklinale, also eine Fächermasse mit zwei Intrusivkernen. Diese letzteren mögen z. T. archäisch, z. T. paläozoisch sein. Jedenfalls sind sie prätriasisch. Da hier die hercynische Diskordanz meistens fehlt, und beiderseits die mesozoischen Sedimente konkordant in überkippter Stellung an der Fächerbildung, von den kristallinen Gesteinen überlagert, teilnehmen, so muß die ganze Aufrichtung zum Gewölbefächer jünger sein, als die jüngsten an der Fächerstellung konkordant teilnehmenden Sedimente, — d. h. jünger als jurassisch. Die tertiäre Alpenfaltung hat den Gotthardfächer aufgestaut.

Stapff hat im Gotthardtunnel alle Brüche, Rutschflächen, Quetschzonen genau beobachtet und im Profil 1 : 100 eingetragen. Man erhält dadurch ein Bild der enormen inneren Durchstauchung des ganzen Gebirges. Bemerkenswert ist, daß die Brüche niemals große Sprungweite haben und dementsprechend im Gebirgsbau sich auch nicht ausdrücken, sondern nur zur inneren Deformation der Gesteine gehören, ferner, daß sie in allen Gesteinen in ähnlicher Art sich finden. Wir erkennen darin gewissermaßen eine gröbere Kataklase. Leider hat Stapff seine guten Beobachtungen zu Konstruktionen mißbraucht, welche mehr verwirrend, als aufklärend sind.

Nochmals sei hervorgehoben: Alles was von Injektionen, CM, Gangbildungen zu beobachten ist, sowie wahrscheinlich eine hercynische DM spielen sich nur innerhalb der prätriasischen Gesteine ab. Darüber setzt nachher die tertiär-alpine DM die Hand, und erst diese ergreift die mesozoischen Gesteine bis zu den jüngsten. Die prätriasischen Gesteine haben RM und CM und dann noch zweimal DM erfahren, die mesozoischen Gesteine nur die alpine DM allein.

Trotz den trefflichen Gesteinsuntersuchungen von Grubenmann und Hezner, den Arbeiten von v. Fritsch, Baltzer und Schmidt und der ganzen Tunnelgeologie von Stapff ist es auch heute noch unmöglich, ein befriedigendes geologisches Profil durch die mittlere Zone des Gotthard-M., etwa in der Tunnelebene, zu geben. Tafel XI enthält einen schwachen Versuch dazu. Es bedarf noch eingehender Untersuchungen im Terrain, wie im petrographischen Laboratorium, um Verständnis hineinzubringen. Die Tunnelachse schneidet die Streichrichtung der Schichten, Schiefer und Zonen unter einem Winkel von ca. 70°, wodurch sich im Tunnelprofil eine gewisse Streckung ergibt.

Der Bau des Gotthardtunnels brachte allerlei Überraschungen. Bei 2783—2790 m vom N-Portal in den Sericitgneisen (Verrucano?), dicht an der Grenze der mesozoischen Gesteine, traf man auf eine Stelle, in welcher das Gestein völlig zu einem Gemisch von Quarzsand, Sericit und plastischem Kaolin verwittert war. Statt den Tunnel hier sofort in geschlossenen Ringen auszumauern, wurde nach dem veralteten französischen System (Firststollen) die Stelle über ein Jahr lang unausgemauert stehen gelassen. Das Gebirge hatte dadurch Zeit, druckhaft zu werden, und in der immer plastischer werdenden Masse bildeten sich Gleitflächen aus. Mehrere Male wurden dann die Ausmauerungen wieder zusammengedrückt. Hinter gewaltigen eisernen Gerüsten wurde endlich aus 1 m dicken Quadern Gewölbering um Gewölbering eingesetzt, wobei die Tunnelwände, einige Zentimeter per Stunde nachrückend, für jeden zu setzenden Stein unmittelbar vorher hinter dem Gerüste neu ausgehauen werden mußten. Es gelang. Zuerst glaubte man, einen großen Teil des Tunnels „im festen Fels unausgemauert" stehen lassen zu können! Die Erfahrung lehrte bald das Gegenteil (vergl. Alb. Heim, Tunnelbau und Gebirgsdruck, Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich 1905 und 1908, sowie Mitteilg. d. Geol. Ges. in Wien vom März 1908).

### c) Profile im östlichen Teil.

Vom Medelsertale, welches das Gotthard-M. vollständig durchschneidet, bis ins Somvixertal, dessen südliche Wasserscheide ebenfalls an den S-Rand des M. reicht, treffen wir von N nach S stets folgende Zonen (Tafel VI und XI).

Tavetscher Zwischenmassiv, bestehend aus stark linear gestreckten Sericitschiefern und Gneisen mit Einlagerungen von Amphibolit, Talk- und Dioritschiefer.

Urseren-Garveramulde: Jurassische Kalke und Schiefer, Quartenschiefer, Rötidolomit, Rauhwacke, Verrucano, erst tonschiefrig, dann konglomeratisch-sericitisch, stellenweise Einlagerung von Quarzporphyr (zwischen Garvera und Piz Muraun), Carbon.

Zone I des Gotthard-M.: Sericitgneise und Schiefer, entsprechend Urserengneis? (N-Seite des Piz Pazzola, Platta, Piz Muraun, Piz Miezdi).

Zone II, feldspatreiche, biotithaltige, streifige Gneise, entsprechend Gurschen- und Gamsbodengneis, die hier zu einer „Mischzone" (Niggli) aus wechselnden schmalen Zonen von Orthogneisen mit Paragesteinen geworden sind, steil und stark linear gestreckt (Piz Aul, Piz Rentiert, Turmalinpegmatitgänge in Val Maigels).

Zone III, Granite. a) „Medelserprotogin", grobkörniger heller Granit vom Typus der Fibbiagranite (71—72% $SiO_2$) und b) Kristallinagranit, ein hornblendehaltiger Biotitgranit (67% $SiO_2$). Beide Gesteine scheinen durchweg abgegrenzt; sie sind nach Grubenmann an ihrem anscheinend rein mechanischen Contact durch eine Reibungsbreccie getrennt, ohne gangförmig ineinander oder in die Nebenzonen zu dringen. Niggli hält sie eher für verschiedene Fazies derselben Intrusion. Diese beiden Granite sind in gleicher Art Dm. Sie sind geschiefert, gestreckt, in ihren Mineralien zertrümmert, sericitisiert und saussuritisiert und bilden tektonisch eine einheitliche Zone. Am W-Abhang des Medelsertales reichen die Medelsergranite bei 4,5 km Breite noch höchstens 300—400 m hinauf und stoßen dann an darüber etwas flacher liegenden Biotitgneisen ab. Es scheint hier ein Stück der ursprünglichen Grenze der älteren (z. T. Ortho-?)Gneise am Granit vorzuliegen. Der Cristallinagranit erreicht das Medelsertal gegen W kaum. In der Gebirgsmasse zwischen Val Medels und Val Cristallina wechseln die beiden Granitarten unregelmäßig miteinander ab. Östlich Val Cristallina bilden die Granite eine Zone, deren nördlicher Teil auf 700—1000 m Breite vom Medelsergranit, der südliche von Cristallinagranit gebildet wird. Die Platten stehen durchweg annähernd senkrecht. Val Lavaz ist streichend in den Medelsergranit eingeschnitten. Letzterer endigt im Hintergrund von Val Somvix, indem er unter dem Piz Cavel kuppelförmig von kristallinen Schiefern überwölbt wird. Der Cristallinagranit setzt im unteren Teil von Val Cristallina am Streifengneis (Zone IV) mit querlaufender verzahnter Linie 3 km breit ein und verschmälert sich östlich rasch. Piz Cristallina, Medelsergletscher und Lavazgletscher liegen darin. Am Valdrausgletscher endigt er 4 km früher, als der ihn nördlich begleitende Medelsergranit.

Die mikroskopische Untersuchung dieser Granite, wie auch des Diorites von Ufiern hat auch Grubenmann zu der Auffassung geführt, daß diese drei Gesteine

„Tiefengesteine sind, die nicht durch Eruption, sondern erst später durch Gebirgsfaltung in ihre jetzige Stellung gebracht worden sind".

Zone IV: Streifengneis. Am Gipfel des Scopi stößt der Granit an den Bündnerschiefer der Scopimulde (Tafel XI). An seinem E-Abfall stellt sich dazwischen ein prachtvoller, grobkörniger Gneis ein, mit oft großen Feldspataugen, dessen Glimmer in flasrig verlaufende, dunkle und helle Häute geordnet sind und dem ganzen Gestein ein kräftig gestreiftes Bild geben. Er ist in seiner Ausbildungsart weit herum sehr gleichförmig. Wir finden ihn 1—3 km breit am Lago retico, am Paß von Val Cristallina nach Val Camadra; er bildet die ganze N-Seite des Greinapaß (il Gaglianera), streicht durch den Piz Tgietschen und erscheint am östlich abtauchenden Ende des Gotthard-M. in flacherer Lagerung abermals am Piz Grein in Val Cavel und Val Gronda. Westlich von Medels taucht er südlich der Scopimulde in Val Cadlimo wieder auf. Vielleicht gehören auch viele Gneise westlich Medels dazu. Im Querprofil der Gotthardstraße fehlt er vollständig. Der Mineralbestand ist: Quarz, Orthoklas, saure Plagioklase, Biotit, Muscovit, Calcit, Granat, Epidot, Zoisit, Apatit und Titanit.

Die Natur des Streifengneises ist noch nicht ermittelt. Van Holst unterscheidet darin Bändergneise, Flaser- und Fältelungsgneise. Nach dem Chemismus könnten sie von Graniten abstammen (Alkalifeldspatgneis). Die „Injektionsbänderung" und die Gitterstruktur der Orthoklase sollen sie zu den Injektionsgneisen stellen. Bei der vorhandenen Gleichförmigkeit ist diese Vorstellung für mich unmöglich.

Südlich an den Streifengneis schließen sich die mesozoischen Gesteine der penninischen Fazies an: Quarzit, Rauhwacke, Quartenschiefer und Bündnerschiefer.

Der Fächerbau ist zwischen Medelsertal und Greinapaßhöhe deutlich. Ihm fügen sich die Zonengrenzen, die Gesteinsgrenzen und Schichten, sowie die Druckschieferung und Plattung. Die senkrechte Stellung ist im Allgemeinen in der Granitzone ausgesprochen. Die Gesteine der breiteren Zonen I und II fallen mit 70—80° gegen S, die Streifengneise und der südlichste Teil der Granite mit verschiedenen Schwankungen steiler als 60° gegen N. An der Greinapaßhöhe stellt sich auch die S-Zone ganz senkrecht, der Fächer wird einseitig. Die in der Tiefe senkrechten Platten legen sich gegen E oben nördlich über. Endlich folgt eine völlige Überwölbung und Überschiebung von S nach N.

Besonderheiten im östlichen Gotthard-M. In das allgemeine Zonenbild des östlichen Teiles des Aar-M. greifen noch einige Besonderheiten ein, von denen wir die wichtigsten nennen wollen. Piz Stavelatsch, Caschleglia, Sentieri und Cazirauns N Val Lavaz bestehen aus wunderbar gebänderten Amphibolgesteinen, in denen dünne aplitische Schichtchen mit schwarzen Amphibolitlagen wechseln. Dieselben liegen als flaches Dach den oben umgebogenen Gneisen der Zone II auf. Die Ordnung ist nicht schlierig, mehr dünnschichtig. Niggli hat gefunden, daß die Amphibolitmasse nicht zusammenhängend einheitlich ist, sondern hie und da von den unterliegenden Biotitgneisen durchstochen wird.

An der E-Seite der genannten Berge am Paß von Rentiert und Piz Rentiert erscheinen mehrere Quarzporphyrgänge von 1 bis mehreren Metern Mächtig-

keit. Der gewaltigste Gang liegt flach und streicht an der N-Seite um Piz Rentiert, Piz Stavelatsch und Piz Cazirauns herum auf eine Erstreckung von wenigstens 6 km. Prachtvolle Doppelpyramiden von Quarz bis zu 1 cm Durchmesser sind in weißer felsitischer Grundmasse ausgeschieden.

In der östlichen Decke der Granitzone, besonders am Piz Cavel und Piz Tgietschen erscheint eine große Mannigfaltigkeit von Gesteinen. Sericitgneise, Chloritschiefer und Amphibolschiefer wechseln ab mit prachtvoll dünnschiefrig gequetschten, weißen oder rosaroten, sericitisierten Quarzporphyren. Diese Gesteinsmasse zieht sich gegen W unter Zunahme der Amphibolite schmaler zusammen und verläuft als eng geklemmte, amphibolitische Gipfelzone des Medelsergebirges zwischen den Graniten und dem Streifengneis in steilen, östlicher S, westlicher N fallenden Platten durch den N-Abhang des Piz Vial, Piz Valdraus, Piz Medel und zwischen Piz Ufiern und Piz Cristallina. Am SW-Abhang des letzteren streicht sie nach Niggli aus, bevor sie den Talboden erreicht. Hier gabelt sie sich zugleich und sendet einen Nebenzweig in den Hintergrund von Val Ufiern. Die Gesteine dieser Gipfelzone sind sehr mannigfaltig. Gabbroide Gesteine, Peridotite, Serpentine stecken darin. Nähere Untersuchung fehlt noch.

In Val Ufiern (das obere E-W laufende Seitental von Val Cristallina) stellt sich zwischen den Cristallinagranit und den Streifengneis noch ein Stock von Quarzglimmerdiorit von ca. 2,5 km Länge und 0,5 km Breite ein. Das Gestein ist sehr zähe, manchmal massig, streckenweise aber wieder dem Fächer konkordant schiefrig. In den schiefrigen Abarten sind die Feldspäte stark saussuritisiert; die Aggregate von Zoisit, Epidot und Sillimanit werden parallel linsenförmig, und die Hornblende dünnflaserig. Der Ufierndiorit hat wenig Ähnlichkeit mit den nördlicheren Dioriten (Curaglia im Tavetscher Zwischenmassiv oder Rusein und Alp Puntaiglas im Aar-M.). Die Analyse von massigem Diorit von Val Ufiern ergab 58 % $SiO_2$ (näheres bei Grubenmann). Der Diorit von Ufiern grenzt in seinem westlichen Teil gegen N am Cristallinagranit, im östlichen an Streifengneis scharf ab, gegen S aber mischt er sich mit geschieferten Varietäten in den Streifengneis.

Äquivalenz der Zonen im Gotthard-Paßprofil mit dem Ostteil. Während wir im Querprofil des Gotthardpasses zwei große Injektionsmassen kennen gelernt haben, treffen wir im östlichen M. auf nur eine Intrusivzone, die aber aus zwei oder drei verschiedenen Gesteinen gebildet wird. Sie taucht im W unter andere Gesteine; sie hängt nicht offen zusammen mit der einen oder andern im Mittelprofil. Eine Fächersymmetrie ist im E nicht ausgeprägt. Zone I findet auf der S-Seite nicht ihresgleichen, Zone II ist vielleicht äquivalent Zone IV. Die Tremolaserie fehlt im E, die Streifengneise fehlen im mittleren Teil. Der Medelsergranit steht dem Fibbiagranite am nächsten, näher als den Aaregraniten, ist aber weniger stark gequetscht und sericitisiert.

Niggli hält im östlichen Teil des Gotthard-M. die Zonen der Amphibolite mit Glimmerschiefern und Quarzporphyren für Synklinalzonen. Damit stimmt überein, daß dieselben in den Gipfelregionen fast immer viel kräftiger ausgebildet sind, nach den Talgründen schmäler werden oder auskeilen. Im Querprofil von Val Piora nach Sedrun lassen sich 5 Zonen von Orthogneisen und Injektionsgneisen

als Antiklinalzonen mit 4 dazwischen eingeklemmten Amphibolitzonen unterscheiden, wonach hier das Gotthard-M. eine aus 5 Gewölben zusammengesetzte Fächerzone darstellt. Einige der Amphibolitzonen lassen sich, wenn man sich durch einzelne Unterbrüche nicht stören läßt, als eine Kette von Synklinallinsen weithin verfolgen. Im Besonderen scheint die Gipfelzone des Medelsergebirges bis ins Gerental sich auf über 80 km hinzuziehen. Ihre Spuren setzen vom Piz Cristallina über das Val Cristallina und Val Medels aus, sind aber am zwischenliegenden Grate nördlich des Scopi bemerkbar. Die Amphibolitzone streicht dann durch Piz Vitgira, Val Nalps, Piz Furcla, Hintergrund der Unteralp, Kastelhorn, Val Guspis, Lucendroalp, Wyttenwasser Oberstaffel, Muttenhörner bis in den Gerentaler-Schafberg. Diese Zone bezeichnet die große Zweiteilung des Gotthard-M., dessen einzelne Hälften selbst wieder mehrteilig sind. Der Zonenbau ist Falten- oder Schuppenbau.

Stapff hat den Versuch gemacht, die Gesteine des Gotthardfächers sich abgewickelt und ausgeglättet zu denken und gelangte dann auf eine Mächtigkeit derselben von etwa 5 km.

### d) Das Tavetscher Zwischenmassiv.

Im Wasserscheidegebiet von Reuß und Vorderrhein macht der N-Rand des Gotthard-M. mit der hier fast verquetschten Urserenmulde eine scharfe Knickung im Streichen nach S, eine Transversalflexur (P. Niggli) von 1,6 km Breite, und es stellt sich im E zwischen Aar-M. und Urseren-Garveramulde das Tavetscher Zwischenmassiv (Alb. Heim) ein (Tafel VI und XI).

Das Tavetscher Zwischen-M. hat von Oberalp bis Truns eine Länge von 30 km und eine Breite von 2—3 km. Gegenüber seiner Masse von Sericitschiefern und -gneisen sind die übrigen Einlagerungen nur gering. Durchweg zeigt sich Fallen von 45—90, meist 70° SSE. Nur gegen die Gräte folgt flachere Lage.

In der Medelserschlucht von Disentis nach Curaglia finden wir folgendes Profil:

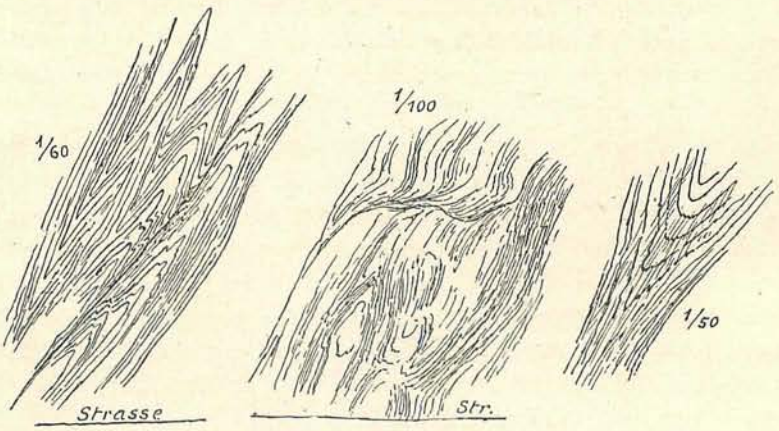



Fig. 58. Einzelheiten aus dem Inneren des Tavetscher-Zwischenmassives (Medelserschlucht) in Sericitschiefern.

1. Sericitschiefer 1,5—2 km. Die Sericitschiefer halten mit 60—80° SSE Fall an bis nahe unterhalb des dritten Straßentunnels. In den Schiefern sehen wir hie und da spitze Falten, auch Verschiebungen (Überstoßen des oberen Teiles nach N) und andere Unregelmäßigkeiten (Fig. 58). Ganz all-

gemein ist Linearstreckung in der Fallrichtung, mit etwas Ablenkung nach oben westlich. Die Streckung läßt sich überall, sowohl auf den großen, hell schimmernden Schichtplatten, wie als Sericitfaserung im kleinsten Handstück sehen.

2. 200 m kompaktes, bankiges Gestein, noch zu untersuchen. Sericit, Biotit, Plagioklas und feinste Linearstreckung sind von Auge sichtbar.

3. ca. 300 m Sericitschiefer bis Sericitgneis, Biotit führend.

4. ca. 200 m Dioritstock mit Dioritschieferrändern und Pegmatitgängen, im höheren Teil des Gebirges aussetzend, scharf und diskordant grenzend an Nr. 5. Auch die Feldspäte des Pegmatites sind mehr oder weniger sericitisiert.

5. 200—250 m Sericitschiefer und -Gneis, in Verrucano übergehend.

6. Die mesozoischen Sedimente der Urseren-Garveramulde.

Bestimmbares Carbon fehlt am S-Rande des Tavetscher-M.

Andere Profile durch das Tavetscher Zwischen-M. zeigen ähnliche Verhältnisse. Immer besteht die Hauptmasse aus seidenglänzendem Sericitschiefer mit Sericitgneis. Am linken Ausgang des Somvixertales SE über Dorf Surrhein fand Arnold Heim in einem Bergwerkstollen eine Bank von ca. 1 m schwarzem, graphitoidischem, weichem Kohlenton, konkordant eingelagert im Sericitschiefer, woraus er auf carbonisches Alter des Sericitschiefers schließt. Im ganzen nördlichen Teil des Tavetscher Zwischen-M. sind im Sericitschiefer Streifen oder Linsen von Chlorit-Serpentin-Talkgesteinen („Giltstein, Ofenstein, Topfstein, Lavezstein, pierre ollaire") eingelagert.

Es handelt sich in diesen Gesteinen um alte lagerförmige Intrusionen gabbroider, speziell peridotitischer Magmen (Beispiel Surrhein: $SiO_2$ 34,9, FeO 7,4, $Al_2O_3$ 3,5, CaO 2,5, MgO 30,5, $CO_2$ 2,0, $H_2O$ 19,1 %). In der tertiären Stauungsphase wurden diese Peridotite vollends vertalkt, geschiefert und ihre Kontakte verwischt. Der mächtigste Lagergang ist derjenige von Mompè Medels bei Disentis mit gegen 80 m Dicke und 1—2 km Länge. Ihm entstammen die reinsten weißen Talksteine.

Der Ofenstein läßt sich leicht schneiden und sägen und erhärtet beim gewöhnlichen Erhitzen von Härte 1 auf H = 6 und in einzelnen Varietäten bei scharfem Glühen auf H = 9 zu Schmirgelersatz. Er ist sehr schwer schmelzbar. An vielen Orten sind schon vor Jahrhunderten diese Gesteine zu Ofensteinen ausgebeutet worden, so in Parvials am S-Abhang des Rheintales S von Truns, in zwei Linsenzügen und 4—5 Gruben in der Umgebung von Surrhein, in der Umgebung von Disentis im linken Rheinbord unter Buretsch und rechtsseitig des Vorderrhein unter Mompè Medels, ferner höher talaufwärts im Tavetsch S des Rheines E Selva und oberhalb Tschamutt am Calmot, wo die obersten Vorkommnisse, konform der Umbiegung im Streichen der Urserenmulde und dem Einsetzen des Tavetscher Zwischen-M. nach NW streichen. Alle im Vorderrheintale uns bekannten Vorkommnisse von Ofensteinen gehören dem Tavetscher-M. an. Giltsteinöfen finden sich in den meisten Wohnhäusern der Umgebung. Seit dem Kriege sind die alten, z. T. verfallenen Gruben wieder geöffnet und neue angesetzt worden. Die reinen, aber mürben Abänderungen (Surrhein und Disentis) werden gemahlen statt Kaolin in der Papierfabrikation und der kompakte Giltstein zur Zeit wegen seiner schlechten Wärmeleitung auch vielfach zum Bau elektrischer Öfen verwendet (Arnold Heim, Der Talkbergbau v. Disentis, Zeitschr. f. Prakt. Geol. 1918, und Chr. Tarnuzzer, Jahresber. naturf. Ges. Graubünden 1918).

Von der Oberalp bis Truns ist der N-Rand des Gotthard-M. samt der Urseren-Garveramulde dem Tavetscher Zwischen-M. nach N aufgeschoben und es scheint auch, daß das Tavetscher-M. über den S-Rand des Aar-M. und dessen Disentisermulde gegen N überschoben sei (Tafel XI oberstes Profil, N). Nicht nur in den nördlichen Randzonen der Alpen, auch hier im Innern überall zeigt sich die große Massenbewegung nach N ausgesprochen. Die glatten blauschwarzen oder violetten Verru-

canoschiefer der Garvera finden wir in ihrer Fortsetzung in großer Ausdehnung im Gebiet von Crap S. Gion N Ilanz. Die Auffassung ist möglich, daß die ganze Verrucanomasse, d. i. der Kern der helvetischen Decken, die östliche Fortsetzung des Tavetscher Zwischen-M. selbst sei, so daß dieses letztere dann zugleich der Wurzelkern der helvetischen Decken bedeuten würde. Eine ganz genaue Untersuchung der Umgebungen von Truns würde vielleicht Klarheit bringen. Bei der Kartierung von Blatt XIV fehlten dafür noch die Gesichtspunkte.

Im ganzen ist das Tavetscher Zwischen-M. eine Schuppe, die zwischen Aar- und Gotthard-M. aufgestoßen und herausgequetscht worden ist, wobei die S-Hälfte der Disentisermulde und die N-Hälfte der Urseren-Garveramulde schon vorher aberodiert oder während des Aufstoßens weggeschürft wurden. Es liegt zwischen zwei halben, gegeneinander fächerförmig umgekehrten Mulden.

### e) Die Mineralien des St. Gotthard.

O. Volger, Studien zur Entwicklungsgeschichte der Mineralien, Zürich 1854.
Ad. Kenngott, Die Minerale der Schweiz, Leipzig 1866.
J. Königsberger, Über alpine Minerallagerstätten, Abh. Bayerische Akad. 1917 u. 1919.

Der Gotthard war schon in alter Zeit wegen seiner Mineralien berühmt. Ein intensives Absuchen durch die „Strahler" fand besonders gegen die Mitte des vorigen Jahrhunderts statt. Viele der besten Stücke liegen in der Sammlung der eidgen. technischen Hochschule (Sammlung von Dr. D. Wiser). Jetzt ist alles ziemlich abgesucht. In den Mineraliensammlungen aller Länder findet man übrigens zahlreiche Stücke als vom „Gotthard" etiquettiert, die irgendwo in der Nähe der Gotthardlinie von Altdorf bis Bellinzona gefunden worden sind. Der Gotthardtunnel hat der Liste der bisherigen Gotthardmineralien ein neues hinzugefügt: Electrum (silberhaltiges Gold). In den Gesteinen der Tremolaserie fanden sich in einem Quarzgang 495 – 500 m vom S-Portal etwa ein Dutzend ziemlich kräftiger, bis 1 cm großer und krummer Blättchen von diesem hellgelben bis fast silberweißen Edelmetall. Kenngott führt 1866 folgende Mineralien vom Gotthard auf: Adular, Albit, Anatas, Anhydrit, Apatit, Aragonit, Asbest, Axinit, Bergkork, Calcit, Chlorit, Desmin, Disthen, Dolomit, Epidot, Fluorit, Granat, Hämatit, Hessenbergit, Laumontit, Molybdänit, Muscovit, Phlogopit, Pyrit, Pyrrhotin, Quarz, Rutil, Serpentin, Siderit, Staurolith, Strahlstein, Talk, Titanit, Tremolit, Turmalin, Wiserin. Dazu kommen noch wenige neuere, wie Turnerit. Im Gotthardtunnel fand sich 2661 m vom N-Portal in der Sedimentserie des Gotthard ein zirkonreicher Quarz-Cippolin von starker Radioaktivität (Gockel).

## 2. Der Sedimentmantel des Gotthardmassives (Tafel VI).

Während die Trennung von Massiv und Sedimentmantel am Aar-M. infolge der weit verbreiteten Diskordanz sehr in die Augen fällt, finden wir am Gotthard-M. nichts, was mit dem N-Rand des Aar-M. vergleichbar wäre. Es gibt nur wenige Stellen, wo eine diskordante Berührung im Streichen oder im Fallen zwischen älteren M.-Gesteinen und mesozoischen Sedimenten zu finden ist. Zudem sind die Sericitgneise des M. nicht scharf zu trennen vom Carbon oder Verrucano. Wo wir das M. gegen seinen Sedimentmantel abgrenzen wollen, erscheint hier zunächst willkürlich. Da, wo am S-Rande im Hintergrund der Val Camadra eine prägnante Diskordanz auftritt, liegt der Triasdolomit flach auf den senkrechten Platten des Streifengneises (Tafel XI). Casannaschiefer, Carbon und Verrucano fehlen dabei wohl infolge prätriasischer Erosion. Für unsere Betrachtung ist es praktisch, Carbon und Verrucano zum Sedimentmantel zu zählen und die Zentral-M.-Gesteine mit den dem Alter nach unbestimmten Sericitgneisen beginnen zu lassen.

## a) Der nördliche Sedimentmantelrand des Gotthardmassives, die Muldenzone von Urseren.

Literatur außer der S. 189 u. 190 schon zitierten:

1878 F. M. Stapff, Schichtenbau des Urserentales, Verh. S.N.G.

1912 P. Niggli, Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am NE-Rande des Gotthard-M., „Beiträge" n. F. Lfg. 36.

Schon Studer und Escher haben von den Mulden von Fernigen, des Urserentales, von Bedretto, Piora, Chamonix usw. gesprochen. Seither hat man sich mit der Behauptung wichtig gemacht, es gebe keine Urserenmulde, keine Pioramulde usw., denn es fehle die stratigraphische Symmetrie der beiden Muldenflügel. Wesentlich für das, was wir am besten Mulde oder Muldenzug, Muldenzone, Synklinale nennen, ist nur, daß eine Zone jüngerer Gesteine eingefaltet oder eingeschuppt sei zwischen zwei Zonen wesentlich älterer Gesteine. Wie es dabei ergangen ist, ob manche Schichtglieder durch Erosion vor der Faltung verschwunden, oder durch die Dislokation abgequetscht oder abgerissen und verschoben seien, ob sie zum scharfen Spitzwinkel gedrückt sei, ist nebensächlich. Volle Symmetrie wird ein erfahrener Alpengeologe von keiner Mulde verlangen. Wichtig aber bleibt, daß der Muldenzug nicht mit einem Verwerfungsgraben verwechselt werde. Wir werden also auch fortan von der „Urserenmulde" sprechen, selbst nachdem sie sich nur als die Hälfte einer Mulde zeigt.

Die ganze Urserenmulde läßt sich von Alp Nadèls im E bis an die Massa im SW auf im ganzen 90 km dem S-Rand des Aar-M. entlang verfolgen. In den Schweizeralpen gibt es wohl keinen andern Muldenzug, der mit solcher Konsequenz, im ganzen in seinen Schichten steil und mehr oder weniger als verkehrter Fächer gestellt und deshalb im Gebirgsrelief sich einheitlich zeichnend, so weithin nach oben offen verläuft. Die allgemeine Auskrümmung des Alpenbogens zeigt sich in der leichten nördlichen Auskrümmung der Urserenmulde. Ihr folgt eine Zunahme des Schweredefektes. In ihren äquivalenten Verlängerungen reicht sie von Chur bis über den S-Rand des Mt. Blanc-M.

Die Schichtfolge der Urserenzone im mittleren Teil. Die Schichtreihe am N-Rand des Gotthard-M. ist im Allgemeinen konkordant dem Gotthardfächer in überkippter Stellung angelagert und ziemlich vollständig, allein so stark Dm, daß viele Unterscheidungsmerkmale verwischt sind. Das Mesozoikum scheint einem Übergang von helvetischer zu penninischer Fazies anzugehören (Tafel VII und XI und Fig. 59).

Am S-Rand des Urserentales beobachtet man zunächst die Glimmergneise des Gotthard-M. mit Injektionserscheinungen, Orthogneise und übrige Gesteine des Gotthard-M. Gegen N folgen darunter mit 60—90° SSE einfallend:

1. Präcarbone kristalline Schiefer: Chlorit-Sericitschiefer und Gneise, „Urserengneis".

2. Carbon, schwarze, kohlige Schiefer (ohne Anthrazit und ohne Pflanzen) mit weißen Feldspatbrocken, Übergänge in Conglomeratgneise, in Arkosen, damit wechselnd Quarzporphyre und Sericitporphyrschiefer, 10—140 m (S Andermatt, N-Seite von Piz Muraun).

3. Verrucano-Casannaschiefer („Oberalpgneis") 300—1500 m, Sericitkonglomeratschiefer, Chlorit-Sericitphyllite, Sericitgneise seidenglänzend, feinschieferig, dunkelgrau, blaugrau, grün oder violett, oft mit Epidot, Biotit, Zoisit, Granat, Magnetit, von Furka über Hospental, Andermatt, Oberalp bis Alp Nadèls (Somvix).

4. Rötidolomit 0—60 m, erst Zellendolomit, Rauhwacke, dann dichter Rötidolomit.

5. Quartenschiefer (Keuper), im westlichen Teil 0 bis wenige m, im östlichen bis 50, sogar 120 m (Alp Nadèls) mächtig. Helle und bunte Sericitschiefer mit Chloritoid (Chlorit, Sericit, Ottrelit, Clintonit, Magnetit), dünnen Quarz- und Dolomitlagen und Spuren von Gips.

6. Komplex rauher, vielfach marmorisierter, rostig anwitternder, plattiger Kalksteine mit Echinodermenspuren, wechselnd und im S beginnend mit dunkeln glimmerigen Tonschiefern. Dogger (?) und (?) Lias 200—400 m, oft sandig.

7. Blaugrauer, dichter Malmkalk, hie und da mit Kieselknollen, manchmal marmorisiert und schiefrig laminiert oder bankig, 5—40 m. Arn. Escher fand darin 1842 an der Furka zerrissene Belemniten.

8. Sericitparagneise, „Urserengneis" — kann auch fehlen.

9. S-Rand des Aar-M., Aaregranit, Aar-M.-Gneise, Amphibolite.

An den mesozoischen Sedimenten 4—7 fehlt jede CM, dagegen sind sie sehr schön laminiert und sericitisiert. Das jüngste Glied dieser Schichtfolge, der Malm, ist dann meistens anormal mit Rutschfläche oder Reibungsbreccien, bald mehr, bald weniger konkordant dem Aar-M. angepreßt. Die Urserenmulde ist also nur die S-Hälfte einer gotthardischen Mulde; die N-Hälfte fehlt. Ineinanderfaltung von Massivgesteinen und Sedimentmantel, wie am Aar-M.-N-Rande kommt auf beiden Seiten der Urserenzone nicht vor.

Der jurassische Teil der Urserenzone zieht von Andermatt über die Furka bis ins Oberwallis meist annähernd senkrecht gestellt, von 400—500 m, am Längisgrat bis 850 m Mächtigkeit. Einige Beobachter glauben, darin mehrere isoklinal gepreßte Falten erkannt zu haben, was ich nicht bestätigen kann. Das an der Furkastraße oft notierte Fallen gegen NNW ist oft nur äußeres Absinken („Hakenwerfen"). Daß die Urserenmulde sehr tief steil hinabgreift, geht aus der auffallenden Zunahme des Schweredefektes hervor, der sie begleitet (S. 53).

Es erübrigt noch einiger Besonderheiten zu gedenken:

Die Marmorbildung in den Jurakalken der Urserenzone ist stark ausgeprägt. Der Hochgebirgskalk, sowie Kalklager der S anliegenden Doggergesteine und selbst der Triasdolomit können durch viele Übergänge durch streifigen grauen Marmor in einen schönen grobkörnigen, weißen Marmor übergehen. Im Steinbruch bei Altkirche Andermatt (S. 102) wird der gestreckte Marmor in der ganzen Masse durchsetzt von weißem Glimmer. Die Laminationsflächen sind ausgezeichnet fast senkrecht nach oben lineargestreift und enthalten den Glimmer gehäuft. Alle Glimmerblättchen sind in dieser Richtung gestreckt und zerrissen. Hinter Quarzkörnern folgen deren Verschleppungsfurchen. Der prachtvoll Dm weiße Malmmarmor S des Urnerloches hat 15—20 m Mächtigkeit.

Weiter gegen S folgen bei Andermatt: 30 m Schiefer (Dogger?), 100 m unreiner plattiger Marmor mit Spuren von Petrefakten (Pentacriniten), 20 m schwarze Phyllite, dann Rauhwacke (Trias).

N oberhalb Realp ist manchmal auch der Rötidolomit marmorisiert, und der Juramarmor zerfällt in gestreckte Calcitkörner. Von Sterzenalp am Längisgrat werden schöne mannigfaltige Marmorisierungen erwähnt.

Am Furkapaß (Fig. 59) beobachtete ich Anschluß des dort hellblaugrauen, dichten Malmkalkes (8) mit wellig-buckliger, ca. 80° NNW-fallender Rutschfläche an die Augengneise des Aar-M. Auf 5 m dieses Malmkalkes folgen gegen S: 10 m gelbliche, feinschiefrige, glimmerige Kalke, wohl Schiltschiefer und Oxford (7). Chamosit führender Kalk liegt in einzelnen Stücken vor, ist anstehend nicht gefunden. Dann folgen ca. 150 m rauhe, dünnplattige, hie und da echinodermische Marmore des Dogger, darin Steinbrüche nahe dem Sattelpunkt der Straße, mit Tonphylliten abwechselnd (5 u. 6), über 150 m Phyllite, darauf Hotel Furka (4), dann bis 40 m weiche grüne Sericitschiefer mit Gips (Quartenschiefer) (3), ferner 10—15 m Rauhwacke (2) und die Sericitphyllite des Verrucano und des Gotthard-M., steil S fallend.

Buxtorf (Eclogae 1912) notiert von tieferer Stelle (Tunnel) des Furkaprofiles zwischen Aar- und Gotthard-M. von N nach S: einige Meter Malmkalk, 30 m Kalkschiefer mit Echinodermen (Mittlerer Dogger), 55 m dunkle Phyllite (Aalénien?), ca. 160 m sandige und kieslige Kalkschiefer mit phyllitischen Zwischenlagen und Belemniten (Lias), ca. 120 m Clintonitphyllite (Quartenschiefer?), 10—50 m Chlorit- und Sericitschiefer mit Spuren von Gips und Dolomit, 10—20 m

Rauhwacke (Zellendolomit). Die Schichtlage ist ein nach unten geöffneter Fächer; die Halbmulde wird nach unten weiter.

Durch das Fehlen von echtem Schiltkalk und Eisenoolith und das Vorhandensein von Lias, sowie durch die petrographische Annäherung des letzteren an Bündnerschiefer zeigt sich auch stratigraphisch, daß die mesozoischen Sedimente der Urserenmulde nicht mehr zum Aar-M., sondern zum Gotthard-M. gehören.

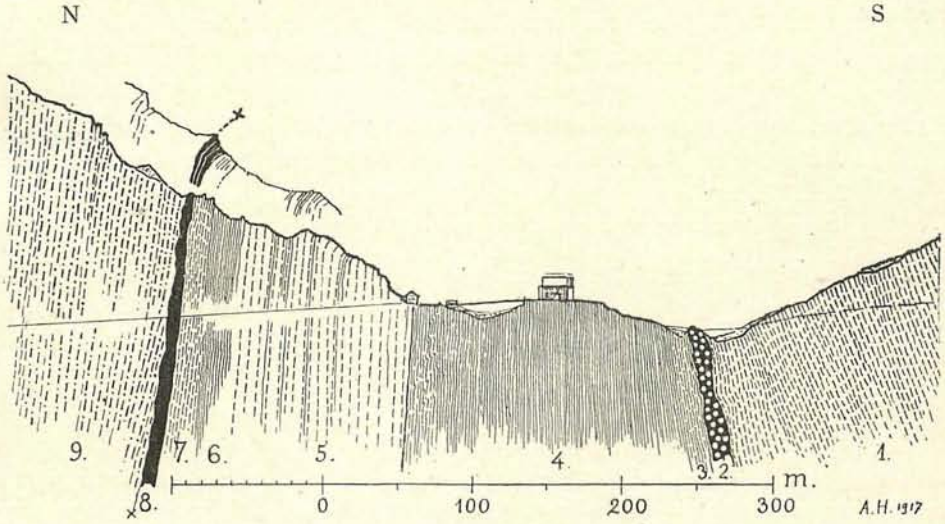



Fig. 59. Profil durch die Paßhöhe der Furka, Hotel Furka Culm = 2436 m.
1 = Sericit und Chlorit Phyllite des Gotthardmassives, 2 = Rauhwacke, 3 = Chlorit und Sericitschiefer mit Gips und Dolomit, 4 = Tonschiefer (Bündnerschiefer?), 5 = rauhe dünnplattige Marmore mit Schiefereinlagerungen (Lias? Dogger?), 6 = schwarze Tonschiefer, 7 = feinschiefrige glimmerige Kalke, Schiltkalke, 8 = Hochgebirgskalk, x = anormale Contactfläche am Aarmassiv, 9 = Aaregranite, Augengneise, Amphibolite usw. des Aarmassives.

Aus der Zone der Urserenmulde von Somvix bis gegen die Furka ist ein Glied, der Quartenschiefer, von Niggli herausgegriffen und einer trefflichen Untersuchung unterworfen worden. Es hat sich dabei ergeben, daß hier tonreiche Mergel und Sandsteine rein Dm umgewandelt worden sind in Gesteine, die oft von paläozoischen belgischen Dachschiefern ununterscheidbar sind. In feinst schiefrigen und spaltbaren, seidenglänzenden Sericit- und Chloritgesteinen, die bald aufs engste gefältelt, bald ganz eben sind, liegen als Porphyroblasten, die Schieferung kreuzend, Chloritoidblättchen und Magnetitkriställchen. Die Gesteinsfarbe ist wechselvoll schwarz, rot, violett, grün, hell. Je heller die Farbe, desto mehr Chloritoid ist ausgeschieden. Kaolin, Limonit, Breunerit und Quarz waren die Ausgangsmineralien; Sericit, Chlorit, Chloritoid, Hämatit, Magnetit, Rutil sind neben unverändertem wechselvollem Quarz daraus hervorgegangen. Bei den K-reicheren Abänderungen ist wegen der Bindung von Al durch K mehr Magnetit, bei den K-ärmeren mehr Chloritoid (Ottrelit, Clintonit) entstanden. Die Chloritoidschiefer bilden in der Urserenzone eine petrographische, zugleich eine genetische und geologisch-tektonische Einheit.

Das westliche Ende der Urserenmulde. Gegen W zeigt sich die Urserenmulde mit ihren Juragesteinen zuletzt bei Ulrichen im Wallis. Dort sind im Profil Komplikationen, die auf eine mehrfache Verschuppung schließen lassen (W. Staub). Sie mag noch einige Kilometer weiter gegen SW unter den Alluvionen des Rhonetales versteckt liegen. Von Blitzingen bis Lax, auf ca. 10 km Länge, ist außer der Talfurche keine Trennung mehr zwischen Aar- und Gotthard-M. bemerkbar. Unter-

dessen hat sich das Gotthard-M. gegen SW gleichmässig verschmälert. Bei Grengiols erscheint, wenig weit S der Rhone, in dem vereinigten Zug der Aar- und Gotthard-M.-Sericitgneise ein eingeklemmtes Paket von Rauhwacke, durchgehend neben Mörel, und endigend am unteren Teile der Massaschlucht. Das kann die wieder einsetzende Urserenzone sein. Westlich von Grengiols stellt sich sofort auch Juraschiefer südlich der Rauhwacke ein, während 750 m S des Dorfes Grengiols bei „Auf der Fluh" die Zone der zum Gotthard-M. zu rechnenden Sericitgneise zugespitzt endigt. Die letzte Spur des Gotthard-M. gegen SW ist der seinen S-Rand schon über den Nufenenpaß begleitende Zug von Rauhwacke, der N Thermen die Rhone überschreitet und bei Junkerbiel unterhalb der Massamündung endigt. Damit stellt sich die breite Bündnerschieferzone der Bedrettomulde an den S-Rand des Aar-M. (Tafel VII Profil 14—16).

Die Urserenmulde, deren Spur von Blitzingen bis SW Ärnen ganz ausgesetzt hatte, sticht also bei Grengiols mit Trias wieder in das noch vorhandene Gebirge ein, faßt auch gleich wieder jurassische Schiefer, die hier schon mehr penninischer Fazies sind und endigt dicht oberhalb der Massamündung mit folgendem isoklinalem, steil S fallendem Profil von N:

Sericitgneis des Aar-M. Urserenmulde: Rauhwacke, Gips und Anhydrit der Massaschlucht, 100—150 m jurassische Kalktonschiefer (ähnlich Bündnerschiefer). Gotthard-M.: Rauhwacke, Gips und Anhydrit von Junkerbiel, Bündnerschiefer der Bedrettomulde.

### Die Schichtfolge der Urserenmulde im östlichen Teil.

Niggli weist darauf hin, daß der Verrucano schon im Urserental und weiter gegen E immer reicher an feinen, sericitischen Tonschiefern wird und in seinem stratigraphisch oberen (wegen Fächerstellung topographisch unteren) Teile ganz in glatte Tonschiefer übergeht, die sich von einem

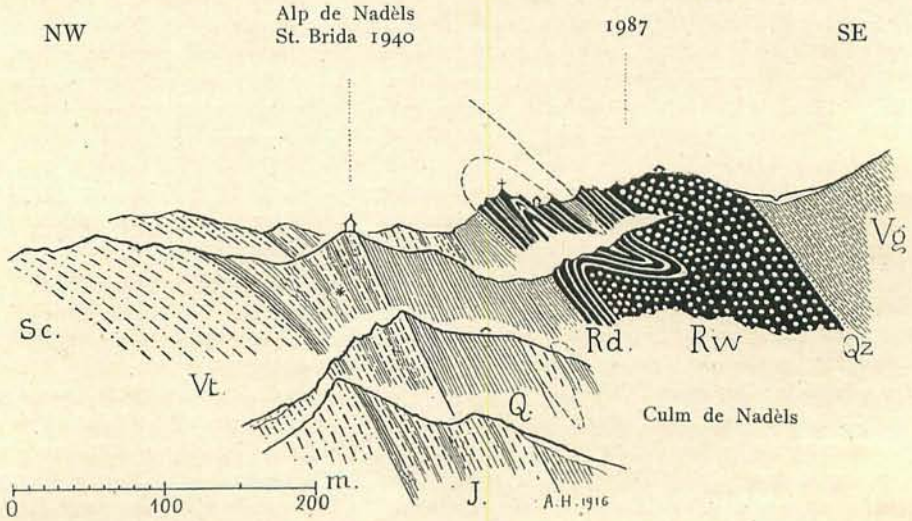



Fig. 60. Profil der Mulde auf Alp Nadèls (Somvix).
Tavetschermassiv: Sc = Sericitschiefer, Vt = Verrucano. Gotthardmassiv: J = Dogger und Lias, Q = Quartenschiefer, Rd = Rötidolomit, Rw = Rauhwacke, Qz = Quarzit, Vg = Verrucanoschiefer.

stratigraphisch tieferen, mehr psammitischen und konglomeratischen Teil trennen. Seine und Fr. Webers Beobachtungen führten dazu, unseren früheren „Bündnerschiefer der Garveramulde" als Tonschiefer des Verrucano zu erkennen; v. Fritsch (vor 35 Jahren) und Alb. Heim (vor 25 Jahren) hatten folgende Verwechslungen gemacht: den schwarzblauen, glatt tonschiefrigen Verrucano hielten sie für Bündnerschiefer, den bis 60 m mächtigen grünen, sericitphyllitischen Quartenschiefer

für Verrucanoschiefer, die schwarzen Liasschiefer für Carbonschiefer. So kamen sie damals auf eine normale, der N-Seite angehörige Schichtreihe, da wo eine überkippte Schichtfolge des Gotthard-M. vorliegt. Schon in der 2. Auflage der geolog. Karte der Schweiz in 1 : 500 000 ist dieser Irrtum korrigiert. Im Sommer 1916, vor Niederschrift dieser Bogen, habe ich selbst die fraglichen Teile von Nadils-Somvix über Medels bis S Tschamutt nochmals an vielen Stellen untersucht und dabei im ganzen die Richtigkeit der Auffassungen von Fr. Weber und P. Niggli bestätigt.

Nach der Verschiebung am Badus gegen S ergibt sich für die östliche Fortsetzung der Urserenmulde in Medels, Garvera, Somvix, Nadils folgendes Profil des Sedimentmantels von S nach N, das ist in überkippter Stellung stratigraphisch von unten nach oben (Tafel XI und Fig. 60):

1. Piz Muraun: Sericitgneise des Gotthard-M., wohl konform Zone I des Gotthardmittelprofiles, Fall in der Tiefe ca. 75—80°, in der Höhe 30—40° S.

2. Nördliche Fußecke des Piz Muraun: Carbon, schwarze, psammitische Sericit-Phyllite, ca. 50 m.

3. Quarzporphyr, über 100 m, in Dm schiefrigen, sericitisierten Abänderungen, wohl zum Carbon zu rechnen.

4. älterer Verrucano, konglomeratische bis psammitische Sericit-Chloritgesteine über gar 200 m.

5. jüngerer Verrucano, blauschwarze Phyllite, 25—80° S-Fall, in der Höhe mächtig, nach den Taltiefen zusammengehend. Am breitesten wird diese Zone von der Garvera bis an den Piz Muraun mit 1100 m. In Val Nalps geht sie auf 400 m und an den Steilhängen von Val Carnera auf ein steil (80—83° S-Fall) eingeklemmtes Packet von 150 m Dicke zusammen. Ihre östlichsten Spuren fand Niggli in Tgietlems NE Badus.

6. Trias, bestehend aus 0 bis höchstens 2 m Sericitquarzit, darüber 0, bis meistens 20 oder 100 m, hellgelber Zellendolomit und 0—20 m (Alp Nadils) dichter, bankiger Rötidolomit. Der dichte Rötidolomit scheint stets das jüngere Glied zu sein. In der Halbmulde Nadils-Garvera ist der Triasdolomit sehr ungleich entwickelt oder erhalten. Gegen W reicht er nur noch etwa 2 km über Val Nalps hinaus. Mit ihm endigen auch die jüngeren Glieder, so daß weiter westlich bis an den Badus das Gotthard- vom Tavetscher-M. nur noch durch Nr. 4 getrennt ist. In Val Carnera fand ich eine letzte verquetschte Linse von Dolomit.

7. Trias, Quartenschiefer. 20—100 m seidenglänzende, feine Sericit-Chloritoidschiefer, hellholzfarben, grün, intensiv violett oder gefleckt. Die hellen Varietäten sind punktiert von kleinen schwarzen Chloritoidporphyroblasten (gute Aufschlüsse bei der Brücke unter Curaglia und auf Nadils). Hie und da etwas Quarzit an der Basis.

8. Jura, schwarze Tonschiefer, rostige Kalksandsteine und braun anwitternde Kalksteine in vielfachem stratigraphischem Wechsel, ähnlich den Gesteinen an der Furka. Die Kalksteine sind oft gequetschte Echinodermenbreccien. Auf Alp Nadils fand ich darin schöne, stumpfkantige Pentacrinusstielglieder, bei Mutschnengia mehrere Sterne von Pentacrinus tuberculatus. Es scheint in diesem Schichtenkomplex von 20—150 m ein Übergang von helvetischem Lias und (?) Dogger nach den Bündnerschiefern vorzuliegen. Eisenoolith ist nicht gefunden. Der Hochgebirgskalk, der im Urserental deutlich den jüngsten Teil der Muldenzone bildet, ist hier im E nicht mehr vorhanden.

Nach Lagerung und Fazies gehört die Disentisermulde zum Aar-M., die Garveramulde zum Gotthard-M. Die Faziesveränderung vollzieht sich im Schema östlich der Oberalp, so viel bis heute bekannt ist, wie folgt (s. Tabelle S. 210):

Der Faziessprung der Sedimente vom Helvetischen zum Penninischen vollzieht sich also zu einem bedeutenden Teil von der N-Seite des Tavetscher Zwischen-M. bis an dessen S-Seite, zum übrigen Teil über das Gotthard-M. Das Tavetscher Zwischen-M. erweist sich dadurch für sich oder zusammen mit dem Gotthard-M. als der Wurzelkern der helvetischen Decken. Von Truns gegen E bleibt die abgescheerte Narbe des Tavetscher-M. zunächst vom Verrucano des Gotthard-M., dann wohl noch von den penninischen Sedimenten überdeckt.

| | Disentismulde (helvetisch) | | Garvera-Nadils Muldenzone (Mittelform) | | Bedretto-Greina-Mundaun-Mulde (penninisch) |
|---|---|---|---|---|---|
| Aar-Massiv | Malm Hochgebirgskalk, Schiltkalk | Tavetscher-Zwischen-Massiv | (kein Malm erhalten) (erst westlich in Urseren und Furka vorhanden) | Gotthard-Massiv | kein Hochgebirgskalk, kein Schiltkalk |
| | Dogger Eisenoolith, Echinodermenkalk, Eisensandstein und Schiefer | | Dogger fraglich, jedenfalls nicht helvetisch gegliedert | | kein Dogger |
| | Lias keiner | | Sandige Kalke und Schiefer, Pentakriniten | | liasischer Bündnerschiefer |
| | Trias helvetisch autochthon, etwas Quartenschiefer, Rötidolomit | | Trias mächtiger Quartenschiefer, Rötidolomit und Rauhwacke | | Trias mächtiger Quartenschiefer, Rauhwacke und Gips, Quarzit |
| | kein Verrucano? | | Verrucano, mächtig | | Verrucano = ? |

Lagerung des Sedimentmantels in der Urserenzone.

Alle oben notierten Schichten streichen wie der N-Rand des Gotthard-M. und fallen mit 25, meistens 60—70 oder 80° steil nach SSE unter das M. hinein. Trotz wechselnden tektonischen oder alterosiven Reduktionen einzelner Glieder herrscht vollständige Konkordanz. Die überkippte Reihe der Sedimentschichten macht die Fächerstellung des M. mit, fortgesetzt in einen nach unten geöffneten Muldenfächer. Die geometrische Mittellinie (senkrechte Schichtstellung) der Urserenzone gehört in die Tal- und Längspaßlinie. Die Gesteine fallen am Fuß der Berge vom Tal weg unter die Massive hinein, wobei freilich die Vertikalstellung dazwischen nicht immer den gleichen Schichten treu bleibt. Der Malmkalk z. B. fällt bei Ulrichen und Oberwald (Oberwallis) gegen NNW unter das Aar-M., am Längisgrat hat sich der Jura windschief zu steilem S-Fall, an der Furka wieder in senkrechte Stellung, bei Tiefengletsch zu N-Fall gedreht, und steht annähernd senkrecht bei Andermatt. An der Oberalp fällt er steil N. Dort knickt nach den Untersuchungen von Niggli das Streichen der Urserenmulde, freilich unter völliger Verquetschung, um einen Streifen von $1\,^1/_2$—2 km Breite horizontal nach S ab. Die Sedimentzone erholt sich dann wieder als Mulde von Medels—Garvera—Nadils. Im Val Zafragia, 62 km entfernt vom Westanfang in Ulrichen, erreicht sie im Verrucano mit der Trias ihr östlich sichtbares Ende. In dieser östlichen Hälfte Oberalp—Garvera—Nadils ist die umgekehrte Fächerform nicht mehr entwickelt; die Mulde weitet sich dort nach oben statt nach unten und fällt durchweg SSE unter das Gotthard-M. ein. Hier berühren ihre jüngsten Schichten auch nicht mehr das Aar-M., vielmehr hat sich als antiklinale Zwischenschuppe das Tavetscher Zwischenmassiv eingestellt. Auch in diesem östlichsten Teil ist die Urserenzone meist nur eine Halbmulde, mit ihrem jüngsten Glied dem nördlichen Massiv anormal angeschoben oder aufgestoßen. Dieser Charakter geht somit einheitlich dem ganzen N-Rand der Gotthardzone entlang. Daß diese Sedimentzone in der Anlage eine wirkliche Mulde war, beweisen einzelne Rudimente des zugehörigen N-Flügels.

Zwischen Nr. 7 und den Sericitschiefern des Tavetscher-M. liegt auf Alp Nadils mit nur 35° S-Fall, nach E mächtig zunehmend, konglomeratisch sericitischer Verrucano. Gegenüber Curaglia

schließen sich nördlich an die 75° S fallenden Kalkgesteine wieder einige Meter Quartenschiefer und etwas Rötidolomit an, worauf Sericitgneis (Verrucano?) folgt.

Die Fortsetzung der Urserenmulde östlich dem Medelsertal ist tektonisch nicht glatt. Faltungen und Repetitionen stellen sich an der Garvera und auf Nadèls ein (Neue Beobachtungen von Arnold Heim 1919). Die Curagliazone streicht an der Garvera mit Faltungen und Schuppungen nach NE aus, die südlich sie ablösende Nadèlszone am Val Zafragia, eine dritte in Val Gronda; die vierte streicht durch Obersaxen.

Die konkordante normale wie anormale Anlagerung des Aar-M. mit der Disentisermulde, am Tavetscher Zwischen-M. und dem Gotthard-M. in isoklinaler wie in Fächerstellung beweist wiederum: Entstehung der heutigen Tektonik hauptsächlich erst durch postjurassische, also alpin-tertiäre Dislokation.

b) Der südliche Sedimentmantelrand des Gotthardmassives.

Schichtfolge des Sedimentmantels (verglichen späterer Abschnitt über Stratigraphie der penninischen Decken). Durchweg legt sich am S-Rande an das Gotthard-M. ein mesozoischer Sedimentmantel, der einen großen Kontrast zu demjenigen des Aar-M. bildet. Er ist nicht mehr von helvetischer, sondern rein penninischer Fazies, entsprechend den tiefern penninischen Decken, aber ohne Carbon und Casannaschiefer. Das Gotthard-M., zusammen mit dem Tavetscher Zwischen-M. erweist sich somit als die Faziesgrenze zwischen helvetischen und penninischen Sedimenten. In dieser penninischen Schichtreihe ist die ungeheure Entwicklung des liasischen Bündnerschiefers und das Fehlen der jüngeren Glieder das Bezeichnende. Die Sedimentzonen des Gotthard-M. liegen beidseitig an seinen Flanken tektonisch und stratigraphisch symmetrisch, fächerförmig überkippt, im N die Urserenmulde, im S die Bedrettomulde.

Die Schichtreihe am S-Rande des Gotthard-M. ist kurz angedeutet die folgende:

1. Carbon unbestimmt, vielleicht ist die Tremolaserie carbonischen Alters.

2. Verrucano, konglomeratisch, arkosisch, schiefrig, sericitisiert zieht nicht nur dem N-Rande entlang, sondern umgibt auch das E-Ende des Gotthard-M. Am S-Rand des Gotthard-M. aber finden wir schon am Greinapaß keine Spur mehr von Carbon oder Verrucano, indem hier meistens die triasische Rauhwacke direkt, konkordant oder diskordant mit Transgression auf Erosionsfläche, an den Streifengneis sich anschließt. Von da an bis ans W-Ende ist der S-Rand ohne Verrucano.

3. Trias. a) Äquivalent des Buntsandsteines: Quarzite meistens nur in dünnen Bänken von wenigen Metern, oft fehlend. Stärkste Entwicklung am Piz Rondadura (Lukmanier). b) Rauhwacke (Zellendolomit), hie und da mit Lagen von dichtem oder kristallinem, zuckerkörnigem Dolomit und mit starken Einlagerungen von Gips, 0—150 m, hie und da tektonisch noch mehr gehäuft.

Der Zellendolomit ist mächtig entwickelt von Villa-Bedretto, durch den S-Ausgang des Gotthardtunnel, Val Piora bis Lukmanier. Im Val Canaria mächtige Gipslager mit Anhydritrelikten und von Glimmer durchsetzt, Gips am Lukmanier und in Obersaxen, schneeweißer Zuckerdolomit vom Lukmanier bis Val Camadra, mächtige Entwicklung der Rauhwacke am Pizzo Columbo (Piora), konglomeratische Einlagerungen in der Rauhwacke auf der Greina.

c) Keuper, Quartenschiefer. Grünliche, weiße, hellgelbe oder violette, auch dunkle Sericitschiefer mit Einlagerungen von Sandsteinen und Quarziten lassen sich durch ihre meist hellere Farbe vom darüber liegenden Bündnerschiefer abtrennen und durch ihre Art der Met. zum Quartenschiefer stellen. Mächtigkeit, oft tektonisch wechselnd, 0—150 m.

Van Holst Pellekaan hat am S-Rand des Gotthard-M. (Scopi) die DM der Quartenschiefer genau untersucht. Die Schieferung ist verstärkt. Als Produkte der Mineralneubildung sind festgestellt: Quarz, Sericit, Calcit, Dolomit, Biotit, Zoisit, Epidot, Chlorit, Chloritoid, Granat, Staurolith, Disthen, Apatit, Rutil, Turmalin, Pyrit, Magnetit, Graphitoid. Nach dem Vorherrschen gewisser Mineralkombinationen unterscheidet van Holst am Scopi 6 Typen der met. Quartenschiefer. Ähnliches findet sich in andern Teilen der penninischen Zonen.

4. Lias, Bündnerschiefer (Glanzschiefer, Schistes lustrés, Schistes gris, Kalkphyllite, Juraschiefer). Alles Nähere über diese gewaltige Gesteinsmasse folgt im Abschnitt über penninische Sedimente. Die Bündnerschiefer am S-Rand des Gotthard-M. (Bedrettomulde) sind liasisch. Die bekannten Fundstellen unterliasischer Fossilien im Hintergrund des Val Lugnez, Val Camadra, Scopi und Nufenen gehören der Umrandung des Gotthard-M. an. Durch ihr düsteres Graphitgrau heben sich die Bündnerschiefer sehr scharf von der gegen die altkristallinen Gesteine sie trennenden, weißen oder gelben Trias ab. Im Bündnerschiefermantel des Gotthard-M. sind ophiolitische Einlagerungen nicht vorhanden. Die weitgehendsten Dm Umkristallisationen des Bündnerschiefers finden wir in den tief eingeklemmten Muldenzonen zwischen den Tessiner-Decken-M. und dem Gotthard-M. (Val Luzzone, Gola di Sosto, Lukmanierpaß S-Seite, Val Piora, Val Bedretto, Nufenenpaß).

Jüngere Sedimente als Lias sind am S-Rande des Gotthard-M. nicht erhalten. Wenn sie einst vorhanden waren, so sind sie alterodiert oder höher nach oben ausgestoßen, aber nicht bis in die Tiefe des jetzt hier noch erhaltenen Gebirges hineingefaltet worden.

Anlagerung des Sedimentmantels am S-Rande des Gotthard-M. Im westlichen Teil ist die Anlagerung des Sedimentmantels am Contact mit den Gotthardgneisen im Allgemeinen konkordant und vom Nufenenpaß bis ans M.-W.-Ende meistens senkrecht. Die Bedrettozone kompliziert sich aber tektonisch im Wallis zu einem Fächersystem mit Einfaltungen von Trias und Gneisen an der N-Seite des Simplon, von Carbon und Perm bei Sitten und dazu Einbezug von triasischen Glanzschiefern und von jüngeren Gesteinen (jurassische Marmore bis 700 m mächtig bei Courmayeur) bis und mit tertiärem Flysch in den französischen Alpen und zieht in dieser Verfassung bis Savona ans Meer. Vom Simplon gegen E sind zwischen der Bedrettomulde und dem Gotthard-M. einzelne Glieder der Sedimentreihe ausgequetscht. So erscheint von Grengiols bis an den Nufenenpaß die Rauhwacke (vergl. „Beiträge", Spezialkarte Nr. 48) sechsmal und verschwindet wieder, so daß oft Bündnerschiefer und Gotthardgneis direkt zusammenstoßen. Eine eigentümliche Anomalie zeigt sich am Nufenenpaß auf etwa 3 km Länge: Das Gotthard-M. nimmt von W nach E an Breite zu, die Bedrettomulde ab, so daß beide mit schief abgeschnittenen Schichten an der das Streichen schief schneidenden Grenze aufeinanderstoßen, in ganz ähnlicher Weise, aber in kleineren Dimensionen, wie Aar-M. und Bedrettomulde von Gampel bis Brig.

Von Cruina über Villa Bedretto, Airolo, Canaria, Piora bis Lukmanier und Scopi fallen die Gesteine der Bedretto-Piora-Mulde nach N unter den Rand des Gotthard-M. mit 40—75° ein. Die Trias ist auf dieser Strecke kräftig entwickelt. Vom Scopi über Lago retico bleibt sie wieder völlig aus; an der E-Seite des Val Canaria setzt sie wieder ein und streicht dann östlich noch weit über das Gotthard-M. hinaus bis Ilanz.

Am Ausgang der Glennerschlucht bei Ilanz beobachtet Arnold Heim folgendes Profil: 1. Verrucano grünlicher Phyllit, 2. 15—20 m prätriasisch verwitterter Verrucano, 3. 10 m Rötidolomit, 4. 10 m weißer Quarzit rostig anwitternd, übergehend in: 5. 2,5 m violetten und grünlichen Quartenschiefer, 6. 1000 m graue bis schwarze Tonschiefer, 7. 50 m knorrig sandige Schiefer mit harten Sericitsandsteinbänken, braune Felswand bei Signal 1304,6 m und Piz Mundaun, 8. schwarze gefältelte Schiefer. Nr. 3 bis und mit 5 sind Trias.

### c) Die Einfaltung des Sedimentmantels gegen E.

So einfach einheitlich das Gotthard-M. sich gegen W ausspitzt, so kompliziert wird sein Bau gegen E. Hier stellen sich Erscheinungen der Gabelung mit stufenförmigem Abbau ein, ganz an das E-Ende des Aar-M. erinnernd. Jeweilen trennt sich eine südlichste Zone der kristallinen Gesteine vom M. ab und sinkt östlich unter den Sedimentmantel, während schon vorher eine Muldenfalte des letzteren in die Gabelung hinabgestiegen ist und dieselbe ausfüllt. Zwei solche Fälle sind deutlich zu konstatieren:

1. Gebiet des Lukmanier. Der Gebirgskamm zwischen Val Piora und Val Cadlimo ist der hier südlichste Rücken der Gotthardgneise. Sein Streichen dreht sich von Richtung ENE in Richtung E und ESE, erinnernd an das abbiegende Streichen auslaufender Jurafalten. Am südlichen Gipfel des Piz Rondadura bei 2900 m Meerhöhe setzt der Triasquarzit in die Gabelmulde ein. Die Troglinie derselben sinkt gegen E mit ca. 25°. Die Mulde ist zweiteilig und ihre Mittelebene fällt nach N. Östlich streicht sie in den Piz Scopi und bildet mit den Bündnerschiefern ihres Muldenkernes dessen Gipfel. Der N-Schenkel der Mulde (Fächerbau) fällt mit 70° nach N. Im Tale ist seine Schichtreihe noch vollständig; nach oben setzen aber die älteren Sedimente aus, so daß nach Rauhwacke Quartenschiefer, nachher grauer und am Gipfel schwarzer Bündnerschiefer an den Cristallinagranit und Medelsergranit grenzen (Tafel XI). Durchweg ist der Contact der Sedimentschichten an die Granite eine Rutschfläche mit Zertrümmerung der beidseitigen Gesteine, kein Eruptivcontact. Zwischen dem südlichen, aus schwarzem Liasschiefer bestehenden, 3200 m hohen und dem nördlicheren, aus Cristallinagranit bestehenden 3119 m hohen Gipfel des Scopi ist der Contact durch Gletscher verdeckt. Der S-Schenkel der Lukmaniermulde streicht von St. Maria über Ganna nera mit 40—50° N-Fall. Ganna nera ist die reichste Fundstelle von Belemniten im Granatzoisitschiefer. Auf dem Grat vom Scopi nach Ganna nera ist die Mulde an der Oberfläche schon 2 km breit. Ihre Schichtreihe ist vollständig entwickelt und durch Fältelungen repetiert. Der Zellendolomit in ihrer Basis breitet sich gegen S flacher aus und legt sich von der Paßhöhe als Dach an den Scai. Dieser Berg ist der östliche Ausläufer der südlichen Abzweigung des Gotthard-M., der hier noch aus Medelser- und Cristallinagranit besteht. Bei Campo Solario taucht der Scai unter

den Zellendolomit. Am S-Rande des Scai fällt die Pioramulde nach N unter das Gotthard-M. ein. Hier ist sie freilich auf ca. 800 m Breite zusammengedrückt, so daß im Pizzo Columbo fast nur noch der Dolomit geblieben, der Bündnerschiefer weggequetscht ist. Dies ist nicht verwunderlich, denn der abgedrehte südliche kleine Scailappen des Gotthard-M. kommt hier zu nahe an die Lucomagnodecke der Tessinergneise. Die etwas östlich vom Scai folgende kleine Gneismasse von Silva secca gehört nach Krige und Niggli auch noch als der letzte Zipfel des Scai zum Gotthard-M., während hingegen van Holst sie als eine auf den Zellendolomit des Gotthard-M. flach überschobene kleine Klippe von Tessinergneis gedeutet hat.

Recht typisch für die Tektonik der Lukmanierregion ist die Erscheinung, daß die Gneise und Granite des Gotthard-M., auch da, wo sie ihrem Untertauchen entgegengehen, sowie die dazwischen liegende Lukmanier-Scopimulde durchaus nicht nach der allgemeinen Schubrichtung, sondern als Glieder der S-Zone des Gotthardfächers, diesem sich anschmiegend, N-fallend gestellt sind.

Weiter östlich verschmilzt die Scopimulde in die große Bündnerschiefermasse, die die N-Stirn der Adulagruppe umhüllt.

2. Hintergrund von Val Camadra. Im Hintergrund des Val Camadra stehen die Schichten nicht mehr als Fächersüdrand wie am Scopi, sondern senkrecht. Westlich des Tales ist die Streifengneiszone des Gotthard-M. noch 4 km breit; an der E-Seite sinkt die südlichste Zone von 2,5 km Breite unter den Sedimentmantel (Marumo), der sie überwölbt (Tafel XI). Über den Greinapaß streicht der Zellendolomit als N-Schenkel der Gabelmulde und lehnt sich hier wieder senkrecht an den Gneis. An der E-Seite von Ober Val Camadra unter dem Piz Marumo oder Piz Coroi stoßen wir am Gotthard-M. zum ersten und letzten Mal auf eine sichtlich diskordante flache Auflagerung des Sedimentmantels auf dem Gneis. Eine ganz detaillierte Untersuchung dieses Diskordanzcontactes steht noch aus. Niggli hat in Quarziteinlagerungen am Paßgrat zwischen Val Camadra und Val Ufiern die westlichsten Spuren der Greinamulde im Gneis gefunden.

Die Piorazone ist hier komplex gebaut. Ihr nördlicher Teil entspricht der erweiterten, nach E geöffneten Scopimulde. Der Lukmanierdolomit hält aus, streicht durch Val Camadra über Alp Motterascio bis ins Lugnez. Die südlich davon folgende Zone muß sich in ungeheurer Zerknitterung dem Adula-M. anschmiegen. Die ganze Breite der Muldenzone, die Scopimulde inbegriffen, zwischen dem Gotthard-M. an der Greina und dem Adula-M. im Val Luzzone beträgt 4,5 km.

3. Am Ostende des Gotthard-M. sehen wir den Fächer beendigt. Der starke N-Fall am Scopi hat sich durch die senkrechte Schichtstellung in Val Camadra nun zum SE-Fallen östlich der Greina gedreht. Der Sedimentmantel legt sich als flaches Gewölbe über das Gotthard-M. und sinkt mit 10—12° gegen E ein. Man kann seinen Erosionsrand ohne Unterbruch verfolgen auf der durch Taleinschnitte verzackten Linie: Greina, Piz Tgietschen, Alp Ramosa, Piz de Vrin, Lumbrein, Lumbreineralp, Piz Sax ner, Val Gronda, Obersaxen (Tafel VI und XI).

Auch die kristallinen Gesteine im Innern des M. nehmen am E-Ende Gewölbedachlagerung an. Der Granitzug von Medels Lavaz sticht an der E-Seite des

Somvixertal-Hintergrundes in das Gehänge hinein, bei ca. 2450 m Höhe flach domförmig überwölbt von mannigfaltigen kristallinen Schiefern und Streifengneisen des Piz Cavel. Alle Zonen sinken von der W-Seite des Somvixertales nach der E-Seite. Dann aber nehmen sie flache Lagerungen, anscheinend mit Schuppenbau an, und es sieht aus, als ob das M. sich anschicke, zum Kern weit ausholender, liegender Falten zu werden. Damit stimmt aber der östliche Abschluß der Sedimentbrücke nicht überein. Die Verhältnisse sind noch ganz unklar. Ein sehr eingehendes Studium der Gruppe des Piz Miezdi wird vielleicht für manche Fragen den Schlüssel bieten.

Das Aar-M. wird streichend an seinen beiden Enden von einer ungeheuren Häufung von Sedimentmantelfalten abgelöst. Beim Gotthard-M. ist eine direkte streichende Ablösung durch große Sedimentfalten an seinen Enden nicht sichtbar ausgesprochen. Sein W-Ende spitzt sich aus in die etwas verbreiterte Bedrettomulde hinein; das E-Ende wird nach zwei kleineren Abspaltungen flach überwölbt und erlischt vor dem Glenner zwischen Peiden und Ilanz. Allerdings ist das Gewölbe an seinem N-Fuß nicht ganz geschlossen, aber dort sticht nur Verrucano, kein älteres kristallinisches Gebirge mehr hervor. Fast macht es hier den Eindruck, als ob nicht nur das Tavetscher Zwischen-M., sondern dazu noch das ganze Gotthard-M. als Gewölbekern in und unter den mächtigen Verrucano der helvetischen Decken hinunterschlüpfe.

### Schlußbemerkung zur tektonischen Stellung des Gotthardmassives.

Immer bleiben noch Zweifel darüber, ob das Gotthard-M. den autochthonen Zentral-M. zuzurechnen sei oder dem fächerig geschuppten, vorgeschobenen Gewölbeteil einer penninischen Decke entspreche. Es nimmt eine vermittelnde Stellung ein.

Für die Autochthonität sprechen: Die Ähnlichkeit der Gesteine mit denjenigen des Aar-M., keine Umbiegungen in den kristallinen Schiefern sichtbar, keine echten Tessinergneise, die Nordrandsedimente von noch eher helvetischer Fazies, Anschmiegen gegen SW an das Aar-M., Verrucanoumhüllung am Ostende.

Für penninische Abkunft sprechen: Fast völlige Konkordanz der kristallinen Schiefer mit dem Sedimentmantel, normaler Anschluß der penninischen Sedimente längs des Südrandes, diskordanter Anschluß des nördlichen Sedimentrandes gegen das Aar-M., Zone minimaler Schwere zwischen Aar- und Gotthard-M.

Heute scheint mir, daß das Gotthard-M. eher den autochthonen Zonen zuzurechnen sei, und daß es einen Rest einer schon alten, breiten, rückenförmigen Schwelle am Grunde der Thetis bedeutet, welcher zugleich die Scheide zwischen dem helvetischen und dem penninischen Faziesgebiete der mesozoischen Sedimente darstellt. Die Wurzelzone der helvetischen Decken liegt im E (z. B. S von Chur und Reichenau) verdeckt unter Bündnerschieferüberschiebung, taucht im Tavetscher Zwischen- und im Gotthard-M. auf, zieht durch die Zone von Sitten und Val Ferrex und erscheint nochmals in ihrem Antiklinalkern im Mont Chétif. Der Faziessprung vom helvetischen nach dem penninischen vollzieht sich zur ersten Hälfte über das Tavetscher Zwischen-M., zur zweiten über das Gotthard-M.

### 3. Oberflächengestaltung im Gotthardmassiv.

Kartenblätter 1 : 100000 Nr. XIII, XIV, XVIII und XIX.

#### Wasserscheiden.

Den vier großen Flüssen Rhone, Reuß, Rhein und Tessin entlang aufwärts gehend, gelangt man von allen Seiten gegen das Gotthard-M. Tatsächlich treffen sich hier ihre Wasserscheiden, und von hier aus wenden sich diese Ströme nach W, N, E und S.

Man suchte und verlegte deshalb in den Gotthard die „Quellen" von Rhein, Reuß, Rhone und Tessin. Tessin und Reuß scheiden sich auf der Paßhöhe (Mons Ursare, Urserenberg). Die dort sich entwickelnden Nebenbäche erhielten der Idee zu liebe die Namen der Hauptflüsse. Dort wurde im Jahre 1300 eine kirchliche Siedelung erbaut und dem 1038 verstorbenen Bischof von Hildesheim, dem heiligen Godehardus oder Sankt Gotthard geweiht. So kam der Name St. Gotthard erst für den Paß, dann für das ganze Gebirge in allgemeinen Gebrauch. Da noch durch das ganze Mittelalter die Idee herrschte, die Quellen kämen von den Gipfeln der Berge, hielt man lange Zeit den Gotthard für den höchsten Teil der Alpen; die höchsten Gipfel müßten es sein, die die Hauptströme lieferten. Saussure widerlegte zuerst durch barometrische Höhenmessungen diesen Irrtum. In der Mitte des 16. Jahrhunderts wurde der Saumpfad über den Paß verbessert, 1826—1830 die Kunststraße und 1872—1882 die Gotthardbahn mit dem das ganze M. durchstechenden Tunnel von 14,8 km Länge (N-Portal 1109, Kulmination 1152, S-Portal 1145 m) erbaut.

Die Wasserscheiden von Rhone, Reuß und Tessin treffen sich am Pizzo Pesciora 3123 m; von da an läuft die Wasserscheide von Reuß und Tessin gegen E über den Gotthardpaß und erst 17,5 km weiter gegen ENE treffen wir im Piz Alv (2771 m) den Gegenpunkt der dreiteiligen Wasserscheide; er scheidet Reuß und Tessin vom Rhein. Nirgends berühren sich die Sammelgebiete von Rhein und Rhone.

#### Bergformen.

Das Gotthardgebiet ist in seinen Formen im Allgemeinen sehr gealtert (Rütimeyer). Auf einem Relief erkennt man am besten, daß die mittlere Erhebung des im Ganzen gegen N abfallenden, am S-Rande höheren Gebirges zwar groß ist, die Gipfel aber nicht hoch sind; die relativen Höhen erreichen von den Tälern der Sedimenträndер aus gerechnet kaum 2000 m, von den inneren Tälern aus nur 1000—1500 m. Die Gipfelhöhen sind auffallend gleichmäßig, und zwar $3000 \pm 200$ m. Sie sind 1000 m niedriger und viel gleichmäßiger, als die Kulminationen des Aar-M. Dem entsprechend sind auch die Bergformen des Gotthard-M. meistens zahmer, stumpfer, weniger großartig, als diejenigen des Aar-M. Die wildesten Gipfel sind vielleicht der Pizzo Rotondo 3197 m und der Piz Vial 3166 m, die aber noch lange keinem Finsteraar- oder Bietschhorn gleichkommen. Die Formen sind oft sehr schön und edel, wie z. B. der Piz Scopi von N. Allein auch dieser Gewaltigste im Sedimentrande mit 3200 m ist keine Jungfrau und kein Eiger. Dem gealterten Zustande entsprechen die ausgedehnten, ziemlich flachen Felsterrassen und Talböden mit Auflösung in Felsenmeere, die Trümmergipfel, die enorme Trümmerschüttung und an vielen Gehängen auf Terrassen und Talböden die große Zahl kleiner Bergseen. Es scheint, die Schuttmassen sind mehr liegen geblieben, weniger ausgeräumt. Das Gotthardgebirge befindet sich in einem relativen Ruhezustand in der Modellierung seiner Oberfläche. In weiten Gebieten sind die Gletscherschliffe

an ausgezeichneten Rundhöckern gut erhalten geblieben. Die Vergletscherung hat hier nicht, wie manche Geographen es von den Alpen behaupten, zu einer Neubelebung der schon vorher relativ gereiften Landschaft geführt, sondern die Eisbedeckung hat die Stabilität und Greisenhaftigkeit der Formen noch vermehrt. Das Gotthardgebiet ist sehr reich an Lawinenzügen.

Die hervorgehobene Gleichförmigkeit in den Gipfelhöhen des Gotthard-M. zeigt sich deutlich in folgenden Zahlen, welche alle in die Schneeregion emporragenden Gipfel des Gotthard-M. umfaßt:

55 Gipfel haben Höhen zwischen 2800 und 2900 m, 47 Gipfel 2900 bis 3000 m, 31 Gipfel 3000 bis 3100 m, 11 Gipfel 3100 bis 3200 m.

Nur ein Gipfel des Sedimentmantelrandes, der Piz Scopi, erreicht 3200 m und ein einziger des M. selbst, der Piz Medel, ist noch etwas höher. Er ist mit 3203 m der höchste Gipfel des Gotthard-M., während der höchste des Aar-M., das Finsteraarhorn, 4275 m mißt!

## Massivrand.

Während im Aar-M. der nördliche Sedimentmantelrand gewaltige, mannigfaltig gebaute Gipfel bildet, die das M. umsäumen, ist am Gotthard-M. der ganze nördliche Sedimentmantelrand abgetragen zu einer Depressionszone von Längstälern und Pässen. Einzig der südliche Sedimentmantelrand erhebt sich im E und W zu prägnanten Gipfeln. Orographisch gleichen sich also die gegeneinander gekehrten Ränder von Aar- und Gotthard-M. längs der Urserenzone, und andererseits lassen sich N-Rand des Aar-M. und S-Rand des Gotthard-M. einigermaßen vergleichen. Die Urserentalzone ist dafür die Symmetrielinie.

Die orographischen Glieder in der Umrandung des Gotthard-M. sind:

Nordrand von W nach E: Rhonetal von Fiesch bis Rhonegletscher, Furkapaß, Urserental, Oberalppaß, Tavetschertal (das Tavetscher Zwischen-M. zum Gotthard-M. genommen).

Ostrand: Val Gronda, Val Lugnez.

Südrand von E nach W: Val Lugnez, Paß Disrut, Greinapaß, Val di Campo, zwischen hinein fällt der Synklinalgipfel des Scopi, dann folgen wieder Talzüge: Val Piora, Val Canaria, Val Bedretto, Nufenenpaß, kleine Längstäler und Sättel und das Rappental.

Die einzigen prägnanten Gipfel des südlichen Sedimentmantelrandes sind Piz Tgietschen (Rötidolomit) 2858 m, Scopi (Bündnerschiefer) 3200 m, Pizzo Columbo (Rauhwacke) 2549 m im E, und Nufenenstock, die Ritzenhörner und Mertzenbachschien (Bündnerschiefer) mit Höhen von 2800—3224 m im W. Dort ist das Gotthard-M. aber schon kein orographisches M. mehr, sondern bildet nur noch die Abdachung von den Kämmen der Bedrettomulde nördlich bis in den Talboden der Rhone.

## Täler.

Das Gotthard-M. ist von vielen kräftigen Quertälern ganz oder zum größten Teil durchschnitten und alle diese Quertäler verlaufen noch nach N. Wir sehen dabei von bloßen Wildbachfurchen mit geringer Talbildung ab.

Rhonegebiet. Nahe dem E-Ende wird das Gotthard-M. vom Rappental ganz durchschnitten. Das letztere ist in seinem Oberlauf als südliches, randliches Längstal entwickelt, und wendet sich dann als 2,5 km langer Querschnitt rechtwinklig nach NNW.

Blinnental, Oberlauf in der Bedrettozone. Querschnitt 4,5 km lang durch das Gotthard-M.

Merzental ebenso, aber weniger tief.

Eginental. Der das Hauptwasser liefernde Griesgletscher liegt ganz in der Bedrettozone; der Ausfluß tritt bei 2007 m in das Gotthard-M., das hier 5,5 km breit ist, und durchschneidet es als reines tiefes Quertal.

Gerental, 6,5 km lang, durchschneidet nur die nördlichen $^7/_{10}$ des hier verbreiterten M. Im M. selbst liegt ein scharfer Wasserscheidegrat gegen den Tessin.

Reußgebiet. Wyttenwasseralptal, ganz analog dem Gerental.

Gotthardpaßtal, „Reußtal". Das Tal war wohl ein Hauptquertal, dessen südliche Wasserscheide jenseits des Tessin gelegen hatte. Sein Oberlauf ist vom Tessin abgeschnitten und abgelenkt worden. Die jetzige Wasserscheide liegt etwa $^1/_4$ der M.-Breite vom S-Rande. Das von S nach N zurückgreifende junge Val Tremola hat die Wasserscheide der Reuß zurückgedrängt. Die Erscheinung ist für solche Talamputationen sehr bezeichnend: nach N-Seite altes, weites Tal mit wenig und schwankendem Gefälle und Seen, nach der S-Seite mit plötzlichem Absturz in den Erosionszirkus eines jungen, steilen und engen Seitentales abgeschnitten, Verschiebung der Wasserscheiden nach N.

Unteralptal, ganz analog Geren- und Wyttenwassertal. Von dem hier 10 km breiten M. hat das Tal 8,5 km durchschnitten.

Rheingebiet. Val Maigels, Val Cornera, Val Nalps sind alles nach N gewendete Quertäler, welche wenigstens $^4/_5$ der Breite des M. durchqueren. Val Maigels ging ursprünglich durch die Seenplatte von Siarra nach N und wurde später nach Cornera abgelenkt. Die Seen von Siarra sind Seen eines Taltorso.

Val Medels ist mit dem Gotthardpaßtal zu vergleichen. Es durchschneidet das Gotthard-M. vollständig und bildet am Lukmanierpaß einen flachen Quertalboden bis in die Sedimentzonen des S-Randes. Der Oberlauf ist durch die Rückwärtsverlängerung der steileren Täler des S-Abhanges abgeschnitten.

Val Alp Plattas ist etwa Val Maigels analog.

Val Somvix durchschneidet das Gotthard-M. vollständig auf 8 km. Sein Oberlauf dehnt sich noch heute am S-Rande des M. aus. Er ging einst weiter südlich über Alp Motterascio bis ins Adula-M. und über die Greina ins Val Carassina. Diese Oberläufe wurden dann von den steilen Wasserläufen nach dem Tessin umgewendet. (Alb. Heim, „Beiträge" Lfg. 25 S. 421).

Tessingebiet. Als Quertäler gegen S sind nur das kurze Val Tremola und das schiefe Val Canaria zu nennen; andere an der S-Seite gegen S gerichtete Wasserläufe haben noch keine nennenswerten Quertäler zu erzeugen vermocht, die Umtalung längs dem schmalen Südabfall wird durch die im Sedimentmantel liegenden Längstäler besorgt.

Wir zählen also im Gotthard-M. sieben das ganze M. durchquerende, einheitlich nach N gerichtete Täler, im Aar-M. ein einziges solches (Reußtal). Von den ersteren sind drei (Gotthardpaß, Lukmanier- und Greinapaß) die Abflüsse größerer Talsysteme gewesen, die früher ein südlich vom Gotthard-M. gelegenes Sammelgebiet besaßen, das aber jetzt nach S abgelenkt worden ist. Sieben andere Quertäler durchschneiden über $^3/_4$ der M.-Breite, finden aber im südlichsten Teile ihre Wasserscheide. Im Aar-M. wären damit nur etwa das Aare-Haslital, Felli- und Etzlital zu vergleichen. Wir erkennen hieraus, daß das Gotthard-M. nicht nur in seinen Gipfelhöhen stärker gealtert und abgetragen ist, sondern daß es auch stärker durchtalt und hydrographisch einseitiger gerichtet ist, als das Aar-M. Die Längstäler sind im Innern des Gotthard-M. immer nur untergeordnete, kaum nennenswerte Nebentäler (Muttenalptal, Val Cadlimo und Val Lavaz), nur in der Umrandung maßgebend. Im Aar-M. gibt es dagegen deren viele und starke. Das Gotthardgebiet ist im Ganzen gegen N geneigt, gegen N entwässert, die Wasserscheidenkante liegt nahe dem S-Rande, und mußte früher noch weiter südlich gelegen sein.

Recht auffallend ist die Unabhängigkeit der Talwege vom Gestein. Val Ufiern hat seinen Bach gerade in das widerstandfähigste Gestein, den Ufiern-Diorit, einschneiden lassen; daneben war leichter zerstörbares Gestein. Val Lavaz hat auf 5—6 km Länge gerade in der Mitte der festesten, bloß 800 m breiten Granitzone

den Talweg gewählt; Val Medels ist ein breites, ausgearbeitetes Tal gerade auf der Strecke von geringem Gefälle, wo sein Talboden in Medelser- und Cristallinagranit gegraben werden mußte.

## III. Das Mont Blanc-Massiv (Tafel XII und XIII).

1867 Alphonse Favre, Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont Blanc, mit geolog. Karte, Paris, Masson.

1870 und 1872 H. Gerlach, Das südwestliche Wallis, „Beiträge" 9. Lfg. und Geolog. Karte der Schweiz 1 : 100000 Bl. XXII.

1896 X. Imfeld, La chaîne du Mont Blanc, carte au 1 : 50 000, dressé sur l'ordre de Albert Barbey.

1898 Duparc et Mrazec, Recherches géologiques et pétrographiques sur le Massif du Mont Blanc, Genève.

Das letztere Werk ist eine vollständig zusammenfassende Monographie des Mt. Blanc-M. und seiner Umrandung. Es enthält zudem eine Bibliographie des Gebietes von 77 Nummern, auf die hier verwiesen wird. In der nachfolgenden Darstellung folgen wir größtenteils diesem Buche.

### 1. Einführung.

Kein anderes autochthones Zentral-M. ist so scharf geprägt, so klar umgrenzt, wie das Mt. Blanc-M. Ob der Verwitterungsabtrag 1000 m tiefer oder weniger tief reicht, ändert seine Umrißform kaum merklich. Sein SW-Ende liegt am Col du Bonhomme, das NE-Ende bei Saxon (Wallis); die Verbindungslinie der beiden Endpunkte ist 58,750 km lang und streicht nach N 38° E. Es ist im Grundriß umgekehrt wie das Aar-M. gegen SE ausgebogen, und zwar der NW-Rand nur ganz leicht mit einer Pfeilhöhe des Bogens von 1,5 km bei Chamonix, der SE-Rand dagegen ist kräftig gegen SE konvex mit einer Pfeilhöhe von 7,5 km gerade in der Mitte. An gleicher Stelle liegt die größte Breite (etwa im Profil des Mer de Glace) mit 13,750 km. Das Mt. Blanc-M. ist also etwas mehr als viermal so lang wie breit. In gewisser Beziehung ist es Spiegelbild zum Gotthard-M.: es spitzt sich gegen NE allmählich aus, gabelt sich aber gegen SW zwischen Sedimentmulden. In den Maßstab 1 : 4000000 übertragen erinnert das Grundrißbild des Mt. Blanc-M. an ein Feldspatauge in einem Augengneis. Der Vergleich hat sogar eine gewisse genetische Berechtigung. Beide bedeuten eine festere Partie in der zusammengedrängten Erdrinde.

Das Mt. Blanc-M. gleicht in mancher Hinsicht dem Gotthard-M.: Ringsum wird es von Tälern oder Sätteln umrandet; seine höchsten Gipfel und Gräte liegen nicht auf der Mittellinie, sondern näher dem SE-Rande; in der Mitte hat es mehr oder weniger fächerige, gegen die Enden ganz isoklinale, nach normaler alpiner Art gegen SE fallende Lage der Schichten, Platten und Schiefer; es wird von Muldenzonen umgrenzt, und es bildet die Wasserscheide zwischen NW (Rhone) und SE (Po). Die mittlere Gipfelhöhe ist aber viel gewaltiger, und kein Quertal durchschneidet das M. in seiner ganzen Breite mit Ausnahme des Torso von Val Champex und Val de Bagne, die aber nur noch den rasch abfallenden NE-Zipfel treffen. Von den randlichen Längstälern aus schneiden die typisch nach oben sich verzweigenden Erosionsquertäler ein, bis zum Treffen in einer hohen, scharf gegliederten dem S-Rande genäherten Wasserscheide. Sie sind mit Firnmulden und Gletschern gefüllt.

Im Mt. Blanc-M. zählt man auf der Wasserscheidelinie zwischen NW- und SE-Seite

ca. 8 Gipfel von 3000—3500 m Höhe
„ 37! „ „ 3500—4000 „ „
„ 8 „ „ 4000—4500 „ „
„ 6 „ „ über 4500 „ „ Mont Blanc 4810 m

Die Gipfel der Seitenkämme zwischen den einzelnen Quertälern weisen auf:

ca. 9 Gipfel von 3000—3500 m Höhe ca. 6 Gipfel von 4000—4500 m Höhe
„ 23! „ „ 3500—4000 „ „ „ 1 „ „ über 4500 „ „

Die mittlere Höhe der Gipfel der Wasserscheide beträgt 3850, diejenige der Seitengräte 3720 m. Die große Mehrzahl der Mt. Blancgipfel liegt also zwischen 3500 und 4000 m, oder im Mittel 750 m höher als im Gotthard-M. Auf 30 km Distanz finden wir im Wasserscheidegrat den tiefsten Sattel mit 3280 m, die mittlere Höhe der Pässe mit 3500 m. Dies zeigt die ungewöhnliche geschlossene Höhe der Wasserscheide.

Das Mt. Blanc-M. nährt 10 große Talgletscher, die nach der NW-Seite, 8, die nach der SE-Seite abfließen, und überdies eine große Zahl von Hängegletschern.

Der Formencharakter der Mt. Blanc-Gipfel ist eine noch weit mehr als im Aar-M. ausgeprägte Spitzenbildung, bedingt durch die steile Plattung in der Längsrichtung in Verbindung mit dem Ruinencharakter zwischen den Quertälern. Hunderte von scharfen Türmen ragen empor, an einen gotischen Dom erinnernd. Statt Namensbezeichnungen wie „Stock", „Mont", „Piz" finden wir hier kennzeichnend stets die „Aiguille". Der Rand des Sedimentmantels nimmt nirgends an der Gipfelbildung teil; die Gipfel sind alle rein zentralmassivisch (Fig. 61).

## 2. Die Gesteine des Mt. Blanc-Massives und ihre Lagerung.

Im Jahre 1806 hat Jurine den granitischen Mt. Blanc-Gesteinen den Namen Protogin gegeben. In der Folge wurde dieser Name vielfach als eine Art Eigentitel des Mt. Blanc-Granites mit renomistischem Beigeschmack benützt. A. Favre betrachtete die Plattung des Protogin als Schichtung und den Protogin als Gewölbekern einer einzigen großen Fächerfalte. C. Lory hielt umgekehrt lange Zeit den Protogin für jünger als die ihn umhüllenden kristallinen Schiefer. Für ihn bildete er eine Synklinale zwischen zwei Verwerfungsklüften. Zaccagna hielt den Protogin für Primitivgneis, nicht für eruptiv. Gerlach erkannte zuerst die intrusive Granitnatur des Protogins; seine Plattung und die Fächerstellung erklärte er durch Pressung. Michel Lévy verfolgte den Eruptivcontact des Protogin an den kristallinen Schiefern und die dadurch erzeugten CM. Duparc und Mrazec bestätigten und vermehrten die Beweise für die Intrusivnatur des Protogines und weiterer Gesteine des M. Nur das nördlichste Drittel des Mt. Blanc-M. gehört zur Schweiz. Vom übrigen fällt der SE-Abhang in das Gebiet von Italien; der NW-Abhang mit dem höchsten Gipfel, 4810 m gehört zu Frankreich.

Der Zonenbau des Mt. Blanc-M. ist viel einfacher als derjenige des Aar- oder Gotthard-M.

1. Der Kern des M. wird von einer elliptischen Masse von „Protogin" in schwankenden Abänderungen gebildet. Dieser Granit ist durchaus entsprechend dem Aaregranit, Gotthard- und Medelsergranit; er ist der alt intrusive Alpengranit der autochthonen M. Wir finden ihn entblößt im Streichen des M. auf 35 km Länge mit 10,750 km größter Breite.

2. An der NW-Seite wird der Granit umgeben von einer Zone kristalliner Schiefer und zwar Glimmerschiefer, Gneise, Sericitgneise, Sericitschiefer, Chloritschiefer, Hornblendegneise, Amphibolite, Hornfelsschiefer. Diese Zone kristalliner

Schiefer bildet ferner den ganzen SW-Teil des M. auf 17 km seiner Längserstreckung; sie überdeckt mit steil bleibender Schieferung als Mantel den Granit. Der Hintergrund des Miagegletschertales bildet ein Loch im Schiefermantel, in dessen Grunde wieder der Granit ansteht. Der Mt. Blanc-Gipfel selbst besteht aus einer Kappe des Schiefermantels. Der Gneis-Glimmerschiefermantel zieht sich um das S-Ende des M. herum noch bis an den Paßweg zum Col du Géant. Dann aber berühren im italienischen Val Ferrex die Juraschichten der Ferrexmulde direkt den Granit.

3. Am Col Ferrex stellt sich zwischen den Granit und die jurassische Sedimentzone eine beiderseits scharf abgegrenzte Zone von Glimmerschiefern und Amphiboliten ein, die massenhaft von Lagergängen, Bänken und echten Gängen von Felsitporphyr durchsetzt ist, derart, daß der Porphyr oft der Masse nach über die Schiefer, die er zwischenlagert, vorherrscht. Diese sehr eigenartige Porphyrzone streicht vom Col Ferrex nach N; sie bildet den Gipfel des Mt. Catogne und endigt an dessen Fuß nahe westlich Sembrancher.

Diese einfache Gliederung schließt aber eine große Mannigfaltigkeit der Erscheinungen im einzelnen nicht aus. In möglichster Kürze sei folgendes berichtet:

### a) Der Granitkern.

Der Granit („Protogin") tritt in drei Abänderungen mit Übergängen auf. Am verbreitetsten ist die granitische. Sie bildet im M. zwei Zonen. Dazwischen und stellenweise auch an den Rändern wird der Granit gneisartig, in beschränkter Ausdehnung pegmatitisch.

Einerseits ist der Granit strichweise von Tausenden von Aplitgängen („Granulites filonniennes") durchschwärmt, andererseits ist seine Grenze gegen die Schieferhülle bald eben und scharf, bald uneben, und ein Gewirre vom Granit ausgehender „granulitischer" (-aplitischer) Gänge durchsetzt die bedeckenden oder anliegenden Schiefer. Meistens sind die Gänge scharf begrenzt.

Petrographisch handelt es sich um einen sauren Granit mit im Mittel 71—72 % $SiO_2$. Er entspricht völlig den Aaregraniten und unterscheidet sich von denen des Gotthards nur dadurch, daß hier mehr Kali als Natron vorhanden ist. Die Hauptbestandteile sind wiederum: Biotit, Plagioklase, Orthoklas, Anortit, Quarz, letzterer oft mit Flüssigkeitseinschlüssen und Libellen. Akzessoria sind Magnetit, Zirkon, Amphibol, Apatit, Allanit, Beryll. Sekundäre Bestandmineralien: Epidot, Chlorit, Sericit, Titanit, Calcit, Mikroklin. Biotit ist zuerst ausgeschieden, Quarz bildet die Füllung der letzten Lücken. DM sind intensiv: Quarze undulös auslöschend, oft zerbrochen bis völlig zerpulvert. Die Lamellen der Plagioklase sind oft verbogen, die Kristalle mehrfach zerbrochen und die Bruchplatten treppenförmig aneinander verschoben, wobei auf solchen Schubflächen mikroskopische Reibungsbreccien mit sekundärer Quarzbildung entstanden sind. Orthoklas ist vielfach in Mikroklin und Sericit verwandelt. Biotit ist verbogen, nach Gleitflächen laminiert, zerrissen und verschleppt, z. T. mit Umwandlung in Epidot und Chlorit. Der früher für den Mt. Blanc-Protogin als charakteristisch hervorgehobene „Talk" ist sekundär Dm Sericit und Chlorit. Die gneisartige Varietät des Mt. Blanc-Granites erweist sich als hochgradig gequetschter Granit.

Einschlüsse. Stellenweise ist der helle Granit voll dunkler Flecken. Es sind Schollen der Schieferhülle, meistens klein, selten bis 1 m Durchmesser. Oft liegen sie in Reihen (Schlieren). Endogene und exogene CM sind deutlich. Oft enthält der Granit Mineralien (z. B. Magnetit mit Sphenhülle), deren Substanz er nur aus den teilweise eingeschmolzenen Einschlüssen bezogen haben kann. Im Granit

finden sich aber auch hie und da (z. B. Pointe d'Orny) große Streifen von weniger hoch metamorphen Fetzen des Schiefermantels eingewickelt, an denen die ursprünglich klastische Natur noch erkenntlich ist. Vielfach waren dies wohl wirkliche Synklinalen des alten Schiefermantels, die vom Granit umfaßt und nachher durch Erosion von der zusammenhängenden Masse abgetrennt worden sind. In den Randregionen des Granites gegen die Schieferhülle sind die Einschlüsse aller Art viel häufiger als im inneren Teil.

Wenn an manchen Stellen, z. B. am Glacier de Pré de Bar, auch Granitstücke als Einschluß in den Aplitgängen vorkommen, so beweist dies, daß der saurere Aplit (74—75 % $SiO_2$) ein jüngerer Nachschub ist. Und da die Salbänder der Aplitgänge meistens fast dicht und in der Mitte dieser Gänge das Korn umso gröber wird, je mächtiger der Gang ist, so muß die Aplitinjektion erst nach bedeutender Abkühlung des Granites stattgefunden haben (Schardt).

### b) Die kristallinen Schiefer.

Es ist unmöglich, eine Art stratigraphischer Folge festzustellen. Verschiedene Abänderungen wiederholen sich mehrmals (teils durch isoklinale Faltungen, teils durch mehrfache Perioden verschiedener Met.?) ohne größere Kontinuität im Streichen, und ohne daß eine Gruppe aus diesen gneisartigen Gesteinen Ursprünglichkeit behalten hätte. Je reichlicher die Schiefer von „granulitischen" Gängen durchsetzt sind und je näher sie dem Granitcontact liegen, desto mehr sind sie gneisartig oder völlig Gneise geworden.

Die Amphibolite kommen meistens nur in untergeordneten Massen linsenförmig in den Schiefern vor. Oft bilden sie Reihen von Linsen, die aber nicht einem einzigen Niveau angehören. Manche Lager sind sehr dünn. Längere Amphibolitstreifen finden sich am Mt. Blanc selbst, im Trientgebiet, unter der Aiguille du Greppon (nahe Col Ferrex) usw. An den beiden letzteren Stellen sind echte Eclogite vorhanden. Innerhalb der kristallinen Schiefer des Mt. Blanc-M. ist eine klare Zoneneinteilung nicht durchführbar. Neben viel braunem Glimmer enthalten fast alle Abänderungen die Mineralien der Quetschung: Sericit und Chlorit, und die entsprechenden Texturen. An wenigen Stellen, z. B. SW über Brocard bei Martigny findet sich im Glimmerschiefer etwas Graphit — vielleicht Rest einer Carboneinfaltung.

Die Gesteine des Nordostgipfels des Mt. Blanc-M. enthalten quarzige Lagergänge mit Bleiglanz und Zinkblende (Botzi ob Charrat, Tête des Econduits, Les Trapistes, Catogne, Amône). Auf dem Mt. Chemin zwischen der Dranse und dem Rhonetal enthält der Sericitgneis zwischen den Protoginzonen Quarzlinsen mit Bleiglanz, und im Gneis westlich des Granites finden sich mehrfache konkordante Einlagerungen von Marmor mit Linsen von Magnetit und Eisensilikaten, Magnetit führende Hornblende-Epidotgesteine. Eisengehalt bis 50%, Ausbeutung um 1850; noch nicht Ausgebeutetes wird auf 400 000 t geschätzt (Helbling, „Die Erzlagerstätten des Mt. Chemin" Diss. Basel 1902). Auch ein Flußspatgang ist dort gefunden worden.

Orthogesteine von der Art der Erstfeldergneise oder Granite wie in Gastern sind im Mt. Blanc-M. nicht gefunden. Viel größer ist, vom Hauptgranit abgesehen, die Ähnlichkeit mit den Gesteinen des M. der Aiguilles Rouges.

### c) Porphyrzone.

Es scheint, daß diese Zone, welche in einer wechselnden Mächtigkeit von 100—2000 m den E-Rand des Mt. Blanc-Granites vom Col Ferrex bis über die Dranse (Vence) auf 21 km Länge begleitet, ursprünglich der westlichen Schieferhülle des Granites entsprach, und ihre jetzige Ausbildung nur durch die späteren, eher vorcarbonischen, als carbonischen Porphyrinjektionen erhalten habe. Der Granit wird feinkörniger bei der Annäherung an die Schiefer- und Porphyrzone. Der Porphyr ist mannigfaltig ausgebildet und alterniert bald in Form von Lagerbänken oder Lagergängen (?) mit Glimmerschiefern, Gneisen, Sericitgneisen, Hornblendeschiefern, bald durchquert er die Schiefermassen. Dazu kommen noch durch Schiefer und Porphyre setzende Aplitgänge und nicht selten auch basische Gänge. Der Gipfel des Mt. Catogne wird von einem Porphyrgang gebildet.

Die Porphyre sind meistens mikrogranitisch, ohne Glasbasis. Zuerst sind auskristallisiert Zirkon, Apatit, Magnetit, Allanit, Sphen, Biotit, Plagioklas, Orthoklas, Quarz (in Doppelpyramiden), dann die Grundmasse mit grünem Glimmer, Plagioklas, Orthoklas und Quarz.

Fast durchweg sind die Porphyre hochgradig Dm: Plagioklase sind sericitisiert, zoisitisiert, epidotisiert, und oft ist das ganze Gestein völlig laminiert mit Sericitschlieren. Die Mineralien der ersten Erstarrungsgeneration sind oft alle ganz umgewandelt, während die Grundmasse stärkeren Widerstand geleistet hat. Der Glimmer ist verzerrt, die Quarzkristalle sind in Pulverlamellen zerdrückt. Auch die Grundmasse kann durch und durch sericitisiert und dadurch der ganze Porphyr in einen feinen Sericitschiefer umgewandelt sein, ganz so, wie wir ihn in der Schieferzone des Aar-M. treffen. Die Analysen der Porphyre haben 67,78—78,25 % $SiO_2$ ergeben.

Die Schieferzone mit Quarzporphyr tritt auch an dem kleinen begleitenden M. des Mont de Saxe und Mt. Chétif zusammen mit etwas Granit nochmals auf. Sie erinnert in mancher Beziehung an Partien der Zone II, Sericitgesteine mit Einlagerungen, des Aar-M. und ist vielleicht eine Art Äquivalent derselben.

### d) Carbonschiefer.

Das Carbon ist im Mt. Blanc-M. viel weniger entwickelt, als im M. der Aiguilles Rouges. Wo wir es finden, besteht es aus Schiefern und Sandsteinen. Konglomerate, sonst so verbreitet, fehlen fast ganz. Die Schiefer bestehen aus Quarz, Sericit, Ton, Anthracoid und Rutil. Meist treffen wir sie in Konkordanz mit den kristallinen Schiefern durchaus zentralmassivisch eingeklemmt. Nahe dem SW-Ende des M. stecken einige größere und zahlreiche kleinere Carbonpackete an vielen Stellen in den kristallinen Schiefern. In den weiteren Umgebungen dagegen gibt es Stellen, wo das Carbon weniger zentralmassivisch als nach Art des Sedimentmantels gelagert ist.

### Lagerung der zentralmassivischen Gesteine.

Man hat sich angewöhnt, von einem Mt. Blanc-Fächer zu sprechen. Allein ein solcher besteht nur auf kurze Strecke für die mittelsten Teile zwischen Chamonix über Col du Géant, Mt. Frety, Entrève und Mt. Chétif. Mit Ausnahme dieses Mittelstückes treffen wir im ganzen Mt. Blanc-M. und im besonderen gegen seine Enden hin nur einheitlich isoklinales, steiles Fallen der Platten, Schiefer und Schichten

gegen SE, d. h. Überliegen im allgemein alpinen Sinne gegen NW. Dem entspricht auch das Überliegen der westlich begleitenden Sedimentmulde von Chamonix. Die östlich begleitende Sedimentmulde ist nur zwischen Mt. Chétif und Mt. Blanc auf höchstens 15 km eine Fächermulde; gegen SW und NE wird sie wieder alpin isoklinal. Innerhalb des Granites selbst hält der Fächerbau am weitesten aus. Hier ist er wohl bloß eine Quetschungsfolge. Stellenweise zeigt sich am SE-Rande, z. B. am Col Ferrex, eine Fächerstruktur in W abfallenden Platten noch unter der Schiefer- und Porphyrzone, welch letztere aber dann diskordant östlich abfallend über den Plattenköpfen des Fächers angelagert ist. Nach den Profilen von Schardt („Livret-Guide" 189. Pl. X) erstreckt sich diese Erscheinung nicht bis in den nördlichsten Zipfel, indem dort der Granit nicht unter den Schiefern breit liegt, sondern zwischen denselben konkordant stehend sich in eine schmale Zone zusammenzieht, dann die Dranse noch 500 m breit kreuzt und nahe Vence in zwei schmälere Zonen gegabelt aufhört. Dabei ist der NW-Rand des Granites am Gneis ein Intrusionscontact. Das NNE-Ende des Granites ist dort weniger ein Untertauchen, als vielmehr die Endigung einer zweigeteilten dünnen Linse. Die begleitende Porphyr-Schieferzone mit 85° SE-Fall taucht bei Vence unter den Sedimentmantel, der seinerseits bloß 45—50° SE fällt, während die NW den Granit begleitende Schieferzone noch weiter entblößt ist und in dünner Spitze dicht vor Saxon zugleich unter den Sedimentmantel und den Talboden sinkt.

Noch eine andere Diskordanz tritt im Innern des M. auf: die Kappe der kristallinen Schiefer steht in der Region des Mt. Blancgipfels steil geschiefert auf der Kuppel des Granitstockes. Diese Erscheinung mag die Folge der Einschmelzung der Schiefer am Rande des Lakkolithen sein, der selbst dann aufgestellt worden ist.

Das Mt. Blanc-M. ist also im großen und ganzen nach Schichtung, wie nach Druckschieferung, isoklinal SE fallend, und nur auf einer kurzen Mittelstrecke fächerförmig.

### 3. Der Sedimentmantel des Mt. Blanc-Massives.

#### a) Die Schichtfolge.

Carbon ist zentralmassivisch eingeklemmt wie im Aar-M.

Perm ist weder im M. selbst noch im Sedimentmantel nachgewiesen.

Trias ist, wo vollständig vorhanden, von unten nach oben wie folgt aufgebaut:

1. grüne Schiefer, feiner, an der Basis grober bis konglomeratischer Quarzit.
2. Gips, Rauhwacke, Dolomite brecciös oder sacharoid.

Es wird angegeben, daß Quartenschiefer fehle. Ob er nicht bisher bloß übersehen und zu den jüngeren Stufen genommen worden ist?

Rhät. Schardt notiert vom Mt. Catogne: dunkler Kalk und Muschelbreccien von Schiefern bedeckt.

Vom Col de Bonhomme (hier mit Fossilien), Montagne de la Saxe, Amône und Maya in Val Ferrex werden eigentümliche Konglomerate, 2—3 m mächtig, beschrieben, die in Geröllen die kristallinen Gesteine der nächsten Teile des M. mit eckigen Dolomitbrocken gemischt enthalten. Diese Konglomerate liegen im schweize-

rischen Val Ferrex direkt auf Porphyr oder Rauhwacke und unter Liasschiefer; sie entsprechen wohl der „brèche du télégraphe" (Kilian 1892), wie sie bei Châble und Courmayeur als penninischer Lias der Briançonnaiszone bekannt sind, und sie deuten an, wie sich am S-Rand des Mt. Blanc der Übergang aus dem helvetischen in das penninische einleitet.

Lias. Unterer Lias: Arkosige Sandsteine und kieselige Kalke mit Mergelschiefern wechsellagernd, Belemniten führend.

Mittlerer Lias: Tonschiefer mit Aegoceras planicosta und Amalthaeus spinatus.

Oberer Lias: Mergelschiefer mit Harpoceras.

Dieser Lias ist noch kein echter Bündnerschiefer; er entspricht demjenigen am N-Rand des Gotthard-M.

Dogger: Dunkler, mehr oder weniger sandiger und echinodermischer Kalk. Eisenoolith nicht bekannt.

Malm: Schiltkalk nicht bekannt; massiger Hochgebirgskalk (bei Vence, Orsière, Col de Balme) etwas fraglich. Die 3,5 km breite Fächermulde zwischen Mt. Blanc und Mt. Chétif besteht aus einem mächtigen Komplex von Tonschiefern, welchem etwa 7 oder 8 Schichtpackete von hellgrauem Kalkstein von 10 bis höchstens 200 m Mächtigkeit eingelagert sind. Es ist noch nicht entschieden, ob diese Gesteine den Lias, Dogger oder Malm repräsentieren. Der petrographische Typus ist nicht mehr recht helvetisch, aber auch noch nicht recht penninisch. Es scheinen hier, wie in der Urserenmulde, die Zwischenformen dieser beiden Faziestypen vorzuliegen.

Kreide und Tertiär fehlen wahrscheinlich in der näheren Umhüllung des Mt. Blanc-M., teils tektonisch, teils infolge eocäner Abwitterung. Allfällige Kreide ist so hoch Dm (ähnlich Marmor von Saillon), daß man sie nicht mehr erkennen kann.

Leider geben die verschiedenen Autoren die Mächtigkeiten nur ungenügend an. Aus den gezeichneten Profilen derselben messe ich für den Lias verschiedener Stellen 200—1500 m (letztere Zahl nach eigener Beobachtung bei Entrève). Der Malm am Mt. Catogne und Mt. Chemin ist etwa 1000 m mächtig — was z. T. Folge mehrfacher Lagerung sein kann.

Im großen und ganzen ist die Schichtfolge im Sedimentmantel rings um das Mt. Blanc-M. die autochthon-helvetische. Sie unterscheidet sich allerdings vom NE (z. B. Tödi) durch das allmähliche Zunehmen des Lias, das Ausgehen des Eisenoolithes im Dogger und des Schiltkalkes über dem Oxfordien, und durch Zunahme des Oxfordien und Abnahme der Mächtigkeit des Hochgebirgskalkes.

Zwischen Gotthard- und Mt. Blanc-M. besteht also im umbrandenden Sedimentmantel ein großer Unterschied. Das Mt. Blanc-M. ist wie das Aar-M. ganz von helvetisch-autochthonen Sedimenten eingeschlossen. Am Gotthard-M. finden wir dagegen Anklänge an solche nur am N-Rande (Urseren-Garveramulde), am S-Rande dagegen — am Scopi innig mit dem M. verbunden — nur echt penninische Sedimente. Die Grenze zwischen helvetischen und penninischen Sedimenten und damit auch die Wurzel der helvetischen Decken liegt S vom Mt. Blanc. Aus dieser Anordnung der Zonen geht hervor, daß das Mt. Blanc-M. nicht dem Gotthard-, sondern dem Aar-M. entspricht. Ein Analogon zum Gotthard-M. ist im W nur im Mt. Chétif zu finden, der ebenfalls annähernd helvetische Fazies im NW von penninischer im SE trennt. Die Urserenmulde entspricht nicht dem Chamonix, sondern Val Ferrex.

b) Lagerung des Sedimentmantels (Tafel XIII).

Die sedimentäre Umrandung des Mt. Blanc-M. führt uns fast ringsum durch Täler und über streichende Pässe. Die mesozoischen Gesteine schmiegen sich fast durchweg den kristallinen konkordant an. Etwelche Diskordanz kennt man nur vom NE-Rand, wo am Mt. Catogne und Mt. Chemin der Sedimentmantel flacher über die steil gestellten kristallinen Gesteine hinauf steigt und stellenweise auch vom S-Ende. Die Schichtfolge rings um die große Mandel aus kristallinen Silikatgesteinen ist oft lückenhaft, teils aus tektonischen Gründen (NW-Rand), teils infolge alter Erosion oder Nichtablagerung (Fehlen der Trias zwischen kristallinen Silikatgesteinen und Lias an einem großen Teil des SE-Randes in Allée blanche und Val Ferrex). Duparc und Mrazec vergleichen die Öffnung im Sedimentmantel mit einem Knopfloch, durch welches das M. herausgestoßen worden ist. Der Vergleich hat nur morphologische Berechtigung, darf aber nicht genetisch genommen werden, denn das M. ist nicht durch einen Riß im Sediment herausgedrungen, sondern die Abwitterung hat das völlig überwölbt gewesene M. später bloßgelegt.

NW-Rand. Die altberühmte Mulde (Synklinale) von Chamonix begleitet den N-Rand des Mt. Blanc-M. Im S-Flügel fehlt Carbon bis nahe an das SW-Ende. Trias und Jura fallen konkordant mit 50—70° unter die kristallinen Schiefer nach SE ein. Der N-Flügel der Mulde dagegen enthält bei fast vertikaler Stellung von Trient bis Argentière Carbon. Gegenüber dem Ende des Mer de Glace wird Jura im Contact mit dem Gneise der Aiguilles Rouges ohne Carbon sichtbar. Trias ist im N-Flügel der Mulde von Chamonix nur an wenigen Stellen gefunden worden. Nach NE streicht die Mulde von Chamonix über den Col de Balme, dann unter Verlust des Carbons durch Trient, Col de la Forclaz bis Martigny-Bâtiaz, wo sie unter den Alluvionen des Rhonetales verschwindet. Im Gips von Giette nahe Saxon tauchen ihre Gesteine nochmals aus dem Alluvium empor. Weiter NE ist offenbar die Chamonixmulde mit der SE-Begleitmulde, der Val Ferrexzone verschmolzen.

Die NE-Spitze des Mt. Blanc-M. bedarf noch einer eingehenden Untersuchung. Endigt sie mit Umbiegung? Setzt sie als Rutschfläche noch weiter? Setzt ihre Spur auf einem Umweg nach Saillon über? Nur eines wissen wir heute: das Mt. Blanc-M. ist nach oben ausgeschürft worden in eine dünne Granit-Mylonitplatte, die zwischen den autochthonen Sedimenten und der Morclesdecke weit über das nördliche M. der Aiguilles Rouges hinausreicht (näheres in Abschnitt Sedimentmantel des M. der Aiguilles Rouges und Tafel XXI Profil 13).

Ritter und Marcel Bertrand verfolgten die Chamonixmuldenzone gegen SW. Dort legt sie sich nördlich über zu immer flacherem SE-Fallen. Sie streicht durch den Mt. Vorassey, wo ihr Jura vollständig und symmetrisch entwickelt ist. Carbon ist nur im N-Flügel vorhanden. Dann zieht sie über Contamines, Col Joly, Mt. Roselette und wird am Col de Frêtes im Vallon Roselend mit der Synklinale des Val Ferrex zusammengequetscht. Dort an der Isère vereinigen sich die Flankenmulden des Mt. Blanc-M.

In der zeichnerischen Darstellung der Chamonixmulde treffen wir auf starke Differenzen, die sich besonders nach der Tiefe geltend machen, wo die direkte Beobachtung nicht mehr hinreicht.

A. Favre zeichnet einen glatten Muldenbogen, Argand mehrere scharfe Schuppen. Die letztere Auffassung gründet sich auf die Erscheinungen, die man beim weiteren Verfolgen im Streichen da findet, wo die tieferen Teile der Mulde höher herauf treten. Das Gleiche gilt für die SE-Begleitmulde.

SE-Rand. Die Jurazone am SE-Rande hat völlig synklinalen Charakter, obschon sie wahrscheinlich auf weite Erstreckung nur eine halbe Mulde darstellt, deren überkippter SE-Schenkel verquetscht oder von der Zone der Glanzschiefer überschoben ist. Am Mt. Catogne gehört ihr auch noch Trias und in den tieferen Teilen Carbon an; letzteres steht aber steiler als das Mesozoikum (Schardt). Die Halbmulde streicht ohne Unterbruch vom Col de la Sagne im SSW durch die Allée blanche, italienisch Val Ferrex, Col Ferrex, schweizerisch Val Ferrex, quer durch die Drance über Mt. Chemin nach Saxon (Tafel XII und XIII).

Eine sonderbare Komplikation hat (nach briefl. Mitteilung) Rabowski 1915 gefunden. Oberhalb Orsières und gegen Col Ferrex liegt im Juragestein der Val Ferrexzone konkordant eine mylonitisierte Porphyrplatte. Gewiß ist also der Schichtenbau auch dieser Muldenzone am E-Rand des Mt. Blanc-M. innerlich kompliziert.

Am Südrande der das Mt. Blanc-M. südöstlich umziehenden autochthonen Juramasse kommen in mechanische Berührung von SE her angeschoben mit Fall gegen SE:

1. Die Zone von Sitten (Argand), bestehend zunächst aus einer Reihe von Schichtpacketen und Linsen von Rauhwacke und Dolomit, oft tektonisch aussetzend und sodann aus mit stetem ESE-Fall aufliegendem Lias in der penninischen Fazies der Schistes lustrés (Glanzschiefer, Bündnerschiefer), wohl Fortsetzung der „Zone des Briançonnais". Die Glanzschieferzone erstreckt sich von der S-Seite des Col de la Sagne durch Mt. Favre, S Mt. Chétif über Courmayeur, bildet die östlichen Abhänge des schweizerischen Val Ferrex, quert zwischen Sembrancher und Châble das Val de Bagnes und zwischen Riddes und Sion das Rhonetal. Lugeon hat den Bau dieser Zone von Sitten näher untersucht. Argand gibt an, daß sie, über Sembrancher nach S ziehend aus über 100 ineinander laminierten geschuppten Packeten von Trias, Lias und Dogger besteht.

2. Eine mächtige, isoklinal ESE fallende Zone von Carbon mit Triaseinschuppungen, überdeckt von Casannaschiefer (Sericitgesteinen). Dies ist die St. Bernharddecke. Die Carbonzone und teilweise auch die Zone von Sitten sind ihr verkehrter Mittelschenkel (Profile von Argand, „Beiträge", Spezialkarte und Profiltafeln 64 und unsere Fig. 62).

Diese zwei Zonen außerhalb des autochthonen Jurarandes gehören also nicht mehr zum Mt. Blanc-M., sondern zu den anbrandenden penninischen Decken.

Unsere bezüglichen Profile (Tafel XIII) sind hier schematisch. Genaue Kartierung durch Rabowski ist im Gange.

Montagne de la Saxe und Mt. Chétif sind ein aus der Tiefe heraufstechender, sonderbarer Splitter vom S-Rande des Mt. Blanc-M., der annähernd am Außenrande des autochthonen Juramantels zwischen diesem und den angeschobenen Glanzschiefern den Ausweg nach oben gefunden hat, und das Gotthard-M. vertritt.

In der Überdeckung eines Teiles der helvetischen Sedimentmulde der beiden Val Ferrex durch die angepreßte Trias-Carbonzone vom Stirnrand der St. Bernhard-D. liegt uns die gleiche Erscheinung der überschobenen Narbe vor, die wir schon von anderen Stellen kennen gelernt haben. Sie wiederholt sich auf der ganzen Linie, wo das Penninische an das Helvetische stößt: Val Ferrex, Sitten, Brig, und nach Unterbrechung: Truns, Ilanz, Rhäzüns, Chur. Von Brig bis Truns bleiben wir noch im Zweifel, ob diese penninisch-helvetische Grenzlinie am N- oder S-Rand des Gotthard-M. zu ziehen ist. Vielleicht gehört sie über das Gotthard-M. und ist durch Denudation verschwunden.

SW-Endigung. Zwar liegt diese Region ganz außerhalb der Schweiz. Nach den Untersuchungen von Ritter spaltet sich dort das Mt. Blanc-M. ohne viel Abnahme an Breite (10 km) in sechs im Kristallinen entblößte Teilantiklinalen. Zwischen denselben liegen Sedimentmulden. Alle sind konkordant isoklinal zentralmassivisch SE fallend. Die einen bestehen aus Carbon, Trias und Lias, bei andern fehlt das Carbon. Die ganze Brücke des Sedimentmantels am S-Ende des Mt. Blanc-M. ist in 17 Sedimentmulden mit 18 Antiklinalen zusammengeschoben und ergibt abgewickelt 25—30 km Breite. Die jurassische Sedimentzone ist also hier auf ca. $^1/_2$ bis $^1/_3$ ihrer ursprünglichen Breite zusammengeschoben worden. Einen ähnlichen Zusammenschub muß die unterliegende, damit verzahnte zentralmassivische Masse erlitten haben, und dieser Zusammenschub muß jünger als mesozoisch, also alpin sein, weil er an den mesozoischen Sedimenten meßbar ist. Die Falten setzen ohne wesentliche streichende Umkrümmung in den Sedimenten gegen S noch weit fort; also auch hier wieder lösen alpine Sedimentfalten das Zentral-M. ab.

Aber auch vom SW-Ende des M. gegen NE ansteigend, müssen sich die Mulden zwischen den 6 Gabelzweigen des M. einst weithin erstreckt haben. Einzelne Fetzen von Carbon, eingeklemmt in den kristallinen Schiefern, sowie steile Platten von kristallinen Schiefern im Granit sind die noch dem Abtrag entgangenen, gebliebenen Spuren davon. Das M. ist also nicht eine Falte der kristallinen Gesteine, sondern ein Komplex von wenigstens 6, nach Vallot 8, isoklinalen Falten.

Im ganzen Mt. Blanc- und Aiguilles Rouges-M. zeigt sich, daß das Zusammengehen des Carbon- mit den mesozoischen Mulden nicht durchgreifend ist. Carbonmulden treten oft isoliert, ohne Triasdolomitkern oder Begleitung auf. Triasmulden können auch ohne Begleitung von Carbon in den kristallinen Schiefern eingeklemmt sein. Die einen und andern können sogar in der Streichrichtung etwas voneinander abweichen. Es sind alle diese Erscheinungen wohl verständlich, wenn man bedenkt, daß eine schwächere, paläozoische Faltung vor der alpinen vorhanden war und für die Letztere bald erleichternd, bald erschwerend wirkte. Im allgemeinen war es leichter, alte Falten neu zu bewegen, als neue — gar etwa noch in anderer Richtung — zu erzeugen. Die jüngere alpine Faltung hat also oft, aber nicht immer mit der vortriasischen koinzidiert.

Die beiden Mulden von Chamonix und Val Ferrex umschließen also das ganze M., wie im kleinen die Schale den Mandelkern oder wie die Glimmerflasern ein Feldspatauge. Zwischen denselben spitzt es sich nach NE aus, endigt aber nach SW vor dem Zusammenschluß der Mulden durch Gabelung und Verfaltung mit den Sedimenten. Nach ihrem Zusammenschluß ziehen die Flankenmulden gegen S durch das Isèretal und den Arc.

### 4. Geschichte des Mt. Blanc-Massives.

Auch im Mt. Blanc-M. findet man die Wirkungen von zwei älteren, schwächeren Dislokationen, denen dann viel später die alpine gefolgt ist. Die Hauptmomente in seiner Entwicklungsgeschichte sind folgende:

a) Kaledonische Dislokation und Intrusion des Granites. Beweis: der Granit injiziert und metamorphosiert die archäischen bis präcarbonischen Schiefer, aber

nicht das Carbon. Injektion der Aplitgänge in den Granit und die kristallinen Schiefer, nicht aber ins Carbon.

b) Das kaledonische Gebirge wittert in der Carbonzeit ab. In den Vertiefungen wird sein Detritus angeschwemmt und z. T. wieder denudiert. Beweis: unregelmäßige, diskordante Auflagerung des Carbon auf den alten kristallinen Schiefern. Diese Erscheinung ist allerdings nicht deutlich am Mt. Blanc-M. selbst, wohl aber in der weiteren Umgebung. Gerölle von Granit, Aplit, Glimmerschiefer und Gneis findet man in den carbonischen Konglomeraten der Umgebung.

c) Hercynische Faltung und (?) Ausbruch der Porphyre der E-Randzone am Ende der Carbonzeit. Prätriasische Abrasion, Bildung der permischen Konglomerate und Faltung derselben. Beweis: Transgression flacher Trias über steilem Carbon und Perm und noch steileren kristallinen Schiefern (z. B. an der Straße Flumet—Mégève sichtbar).

d) Triaszeit, Einebnung des alten Festlandes und allmähliche Versenkung unter Meer. Beweis: Ufer-, Lagunen- oder Seichtmeerfazies der transgredierenden Trias, lückenhafte Ausbildung derselben, Infraliaskonglomerate zwischen Massivteilen mit Geröllen von Granit, Aplit und Porphyren des Val Ferrex.

e) Jura: Versenkung des ganzen Gebietes in tiefes Meer; die letzten Inseln des kaledonisch- bis hercynischen Gebirges verschwinden. Beweis: Kontinuierliche Ablagerung des Jura in großer Mächtigkeit.

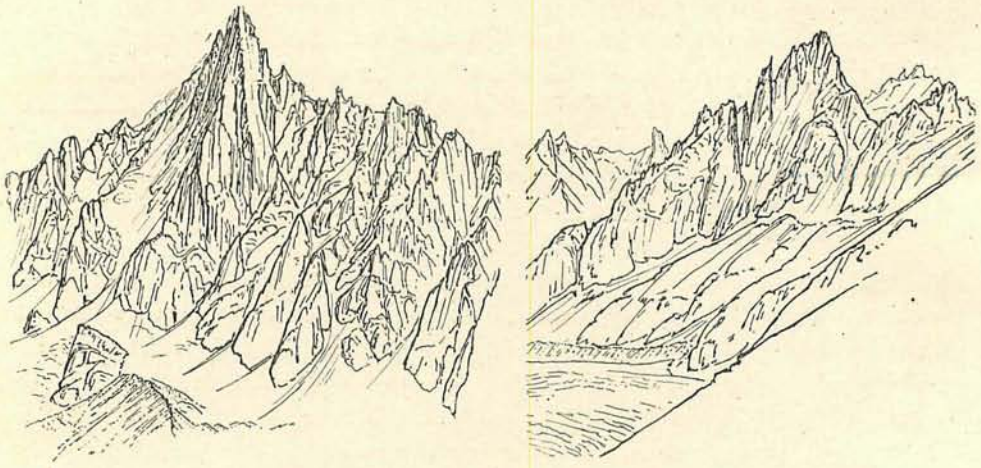
f) Tertiäre, alpine Stauung. Die sämtlichen Gesteine des Gebietes, der Granit wie seine altkristalline und sedimentäre Umhüllung werden aufgepreßt, gefaltet, die Falten zusammengedrückt, die Gesteine Dm gequetscht. Beweis: harmonisch aufgerichtete oder überkippte Lagerung aller Gesteine von den altkristallinen Schiefern bis und mit dem Malm. Harmonische Druckschieferungen durch alle kristallinen Gesteine und die Sedimente. DM der Intrusivgesteine. Keine neuen Intrusionen während der alpinen Aufstauung.

Wenn man die Beträge der kaledonischen und hercynischen Dislokationen gegenüber den tertiären (alpinen) abzuschätzen versucht und dabei auch ausreichend bedenkt, wie die älteren Diskordanzen durch jüngere Zusammenklemmung vermindert worden sein können, so kommt man doch stets zu der Überzeugung, daß die beiden älteren Gebirgsbildungen viel weniger intensiv gewesen sind. Die Richtung des Schubes muß vortriasisch und tertiär fast die gleiche gewesen sein, denn die Carbonmulden, die diskordant unter der Trias stehen, streichen gleich oder annähernd gleich wie die Falten des mesozoischen Mantels.

Viele Verfasser betonen, daß schon in paläozoischer Zeit und im Infralias „das Relief des Mt. Blanc stark ausgeprägt" gewesen sei. Allein das damalige Festland hatte nichts zu tun mit dem Mt. Blanc, es war nicht ein Embryo der Alpen. Es stand nur an gleicher Stelle, wo viel viel später der Mt. Blanc erzeugt wurde. Auch auf andern Strecken war kaledonisch und hercynisch ebenso Gebirge, ohne daß dann dort später ein alpines Zentral-M. entstanden ist. Kein Meter seiner jetzigen Höhe, nichts von dem, was jetzt Mt. Blanc oder Alpen heißt, ist ein direkter Rest jenes alten Relief. Nur allein die alpin-tertiäre Faltung hat das Mt. Blanc-M. zum Gebirge emporgetürmt. Die alte vortriasische Gebirgs-

bildung hat uns kein Gebirge, nicht einmal einen Gebirgsrumpf hinterlassen, sondern nur Narben in der Erdrinde, deren einziger Einfluß auf die Entstehung der Alpen darin bestand, daß sie als versteifte Stellen die Widerstände und die Auslösungen in besonderer Art gruppierten.

Erst gewaltige Denudation hat dann in der jüngsten Tertiärzeit und im Diluvium das Granit-M. bloßgelegt und das Gebirge in seiner jetzigen Form herausmodelliert.



Aiguille du Dru. Aiguilles de Charmoz.

Fig. 61. Gipfelformen im Mont Blanc-Massiv.

Zum Schluß geben wir in Fig. 62 ein Profil von Argand („Beiträge", Profile zu Spezialkarte Nr. 64), seine Profile 2 und 3 kombinierend und den Mt. Chétif schneidend. Die großzügige Auffassung, zu der Argand gekommen ist, spricht sich in jeder Linie aus. Es wird sichtbar, daß auch das gewaltige autochthone M. der ungeheuren Pressung von SE nach NW nachgeben mußte, wenn es auch insoweit Stand zu halten vermochte, daß es für die von SE andrängenden penninischen Decken-M. eine Schwelle bildete, welche nur noch deren obere Wellenteile überbranden ließ. Gleichzeitig wird es verständlich, daß die autochthonen Zentral-M. in der Schwereverteilung in den Alpen nicht prägnant als positive Zonen heraustreten können (S. 53). Die viel gewaltigeren Decken-M. übertönen deren Wirkung auf die Schwereanomalien, und die autochthonen M. sind zudem selbst schon zu sehr von ihrer Wurzel abgedrängt, nicht mehr unmittelbar autochthon senkrecht auf breiter Erhebung der inneren schweren Massen aufgebaut, wie man es sich anfänglich denken mochte.

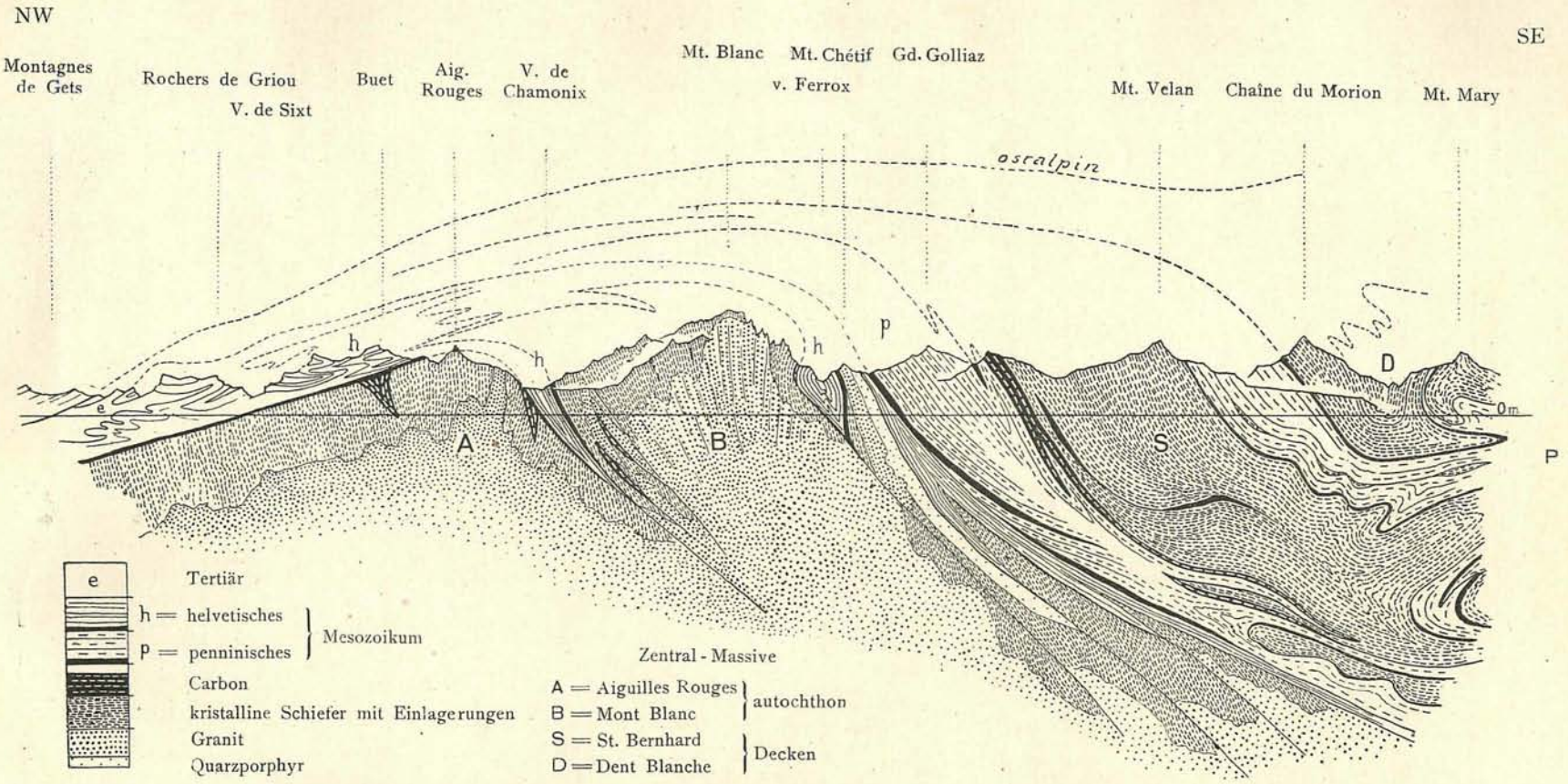



Fig. 62. Struktur und Stellung der Zentralmassive des Mt. Blanc und der Aiguilles Rouges nach E. Argand.
Maßstab: 3 : 1 000 000.

## IV. Das Massiv der Aiguilles Rouges und der Arpille (Tafel XII und XIII).

### Literatur.

Umfassende ältere Untersuchungen:

1846 Fournet, in „Annales de la Soc. phys. et nat." à Lyon.

1867 Alph. Favre, Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mt. Blanc. Paris, chez Masson.

1871 H. Gerlach, „Beiträge" Lfg. 9 und 27 und geol. Karte 1:100000, Bl. XXII.

1890 E. Renevier, „Beiträge" Lfg. 16, Spezialkarte 1:50000 Nr. 7 und geol. Karte 1:100000, Bl. XVII.

Neuere Untersuchungen und Darstellungen über einzelne Teile bestehen von: Bonard, Collet, Duparc, Golliez, Jérémine, Joukowsky, Lugeon, Michel-Lévy, Mrazec, Ritter, Schardt, Schmidt u. a.

1915 P. Placidus Hartmann, O. S. B. Engelberg, Zur Geologie des kristallinen Substratums der Dents de Morcles, Bern, bei Francke.

1916 Johann Meyer, Geologisch-petrograph. Untersuchungen am Massiv der Aiguilles Rouges, Eclogae.

### Die Gestalt des Zwillingsmassives.

Als Genosse streicht an der NW-Seite des Mt. Blanc-M. das M. der Aiguilles Rouges. Seine Entblößung reicht nach NE gleich weit wie diejenige des gewaltigeren südlichen Nachbarn. Nach SW wird es von Sedimenten zweimal (St. Moteu und Prarion) überbrückt, bevor es dauernd untertaucht. Die Gesamtlänge von den Dents de Morcles bis St. Gervais beträgt 50 km, bis zur ersten Carbonbrücke vor St. Moteu 39 km. Die Breite beträgt 4—6, meistens 5 km. Neben die NE-liche Hälfte aber stellt sich zwischen das Mt. Blanc-M. und dasjenige der Aiguilles Rouges noch ein kleines M. ein, das Massiv der Arpille. Es sieht aus, als ob die Chamonixmulde sich vor diesem M. so spalten würde, daß ihr Carbon zwischen Aiguilles Rouges und Arpille, ihr Jura zwischen Arpille und Mt. Blanc fortsetzt. Leider fehlt eine detaillierte Kartierung der Umgebung von Col de Balme. Aiguilles Rouges und Arpille sind althercynisch tief getrennt, alpin aber verwachsen, denn die mesozoischen Sedimente treten nicht dazwischen, sondern laufen flach über beide M. und die sie trennende, östlich in der Höhe unter den Dents de Morcles sehr breit werdende Carbonmulde hinweg, und ihre kristallinen Gesteine hängen rechts der Rhone sichtlich unter der Carbonmulde miteinander zusammen. Das M. der Arpille gehört also als alpines Zentral M. zu demjenigen der Aiguilles Rouges und ist mit demselben vom Mt. Blanc-M. durch die alpin eingefaltete mesozoische Zone von Chamonix tief getrennt. Die Arpille ist ein Seitenzweig des M. der Aiguilles Rouges. Derselbe hat die Eigentümlichkeit, von seiner Abzweigungsstelle an gegen NE erst noch anzusteigen (Höhe des kristallinen Rückens unter Tête noire bei Trient ca. 1500 m, rechts der Rhone unter Six Carro ca. 1900 m) und erst nachher steil gegen NE abzufallen. Der Hauptstamm des Aig. Rouges-M. dagegen hat, soweit der heutige Zustand es erkennen läßt, die Höhe der Aig. Rouges selbst von 2944 (oder 2958?) m nirgends überschritten. Auf diesem Gipfel bilden diskordant Trias und Lias eine horizontale Kappe. (Abbildungen im Atlas Favre.) Kein anderer kristalliner Gipfel erreicht diese Höhe. Der nächsthöchste, der Luisin, hat 2780 m, und östlich der Rhone ist der M.-Scheitel unter den Dents de

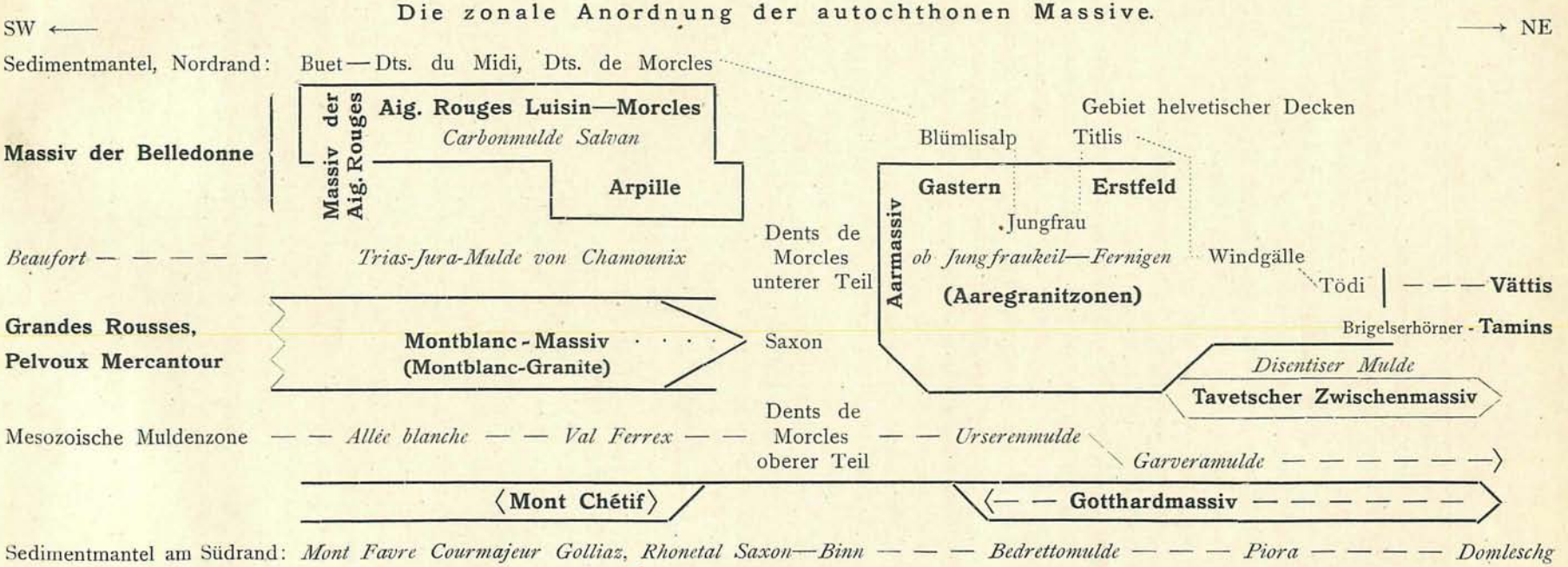
Morcles schon auf 1800—1750 m hinabgesunken. Längs des M. der Aiguilles Rouges überragen die Gipfel des nördlichen Sedimentmantelrandes die höchsten kristallinen Gipfel um 200—300 m.

## Die Durchtalung.

Weder die hercynische Tektonik noch die alpine haben die Hauptzüge des Talsystemes zu beeinflussen vermocht, vielmehr scheinen sich die Haupttäler in ihrem Verlauf gar nicht um den jetzt noch sichtbaren Bau gekümmert zu haben. Der Fluß aus Val d'Entremont, statt mit der Drance den Lauf weiter gegen N durch die Zonen der jurassischen Gesteine fortzusetzen und so das Mt. Blanc-M. ohne Umweg zu umgehen, biegt bei Sembrancher nach W um zum Querdurchbruch durch den N-Zipfel des Mt. Blanc-M. Die Rhone verläßt bei Martigny die von Saxon bis Martigny benutzte zwischenmassivische Mulde und durchquert das Arpille-Aig. Rouges-M. auf $11\,^1/_4$ km als bis 2800 m tiefes Quertal. Dies ist einer der großartigsten Talquerschnitte in den Alpen. Die gewaltigen Gebirgsmassen beiderseits setzen nach Gestein und Bau vollständig ineinander fort, nur der Talhohlraum ist herausgeschnitten. Von einer tektonischen Anlage des Quertales ist nichts zu finden. Wenn dieses Quertal ursprünglich dem E-Ende des M. nachgetastet hat und erst seither durch Vertikalerosion in das M. selbst hinabgeraten ist, so beweist die heutige Rücksichtslosigkeit der Talwege gegenüber dem Gesteinsbau zum allermindesten, daß die Flüsse *während des Einschneidens* nicht links oder rechts nach brüchigerem und löslicherem Gestein getastet haben, sondern einfach da, wo sie einmal hingeraten sind, sich in die Tiefe einsägten, was immer nach unten kommen mochte. Jedenfalls hat nicht der heutige Bau des Gebietes die Flußwege bestimmt, sondern in der früheren, einige 1000 m höheren Oberfläche waren die Leitmotive vorhanden. Der Trientfluß hat auf 8 km Länge im Streichen in den festen Petrosilex einen tiefen Cannion, die berühmte Gorge du Trient eingeschnitten. Wie viel leichtere Arbeit hätte er in den Carbonschiefern dicht daneben gehabt! Er hat sie nicht aufgesucht! Auch dieser Flußlauf ist eben nur begreiflich, wenn er bedingt war durch Verhältnisse in den jetzt abgetragenen Teilen des Gebirges. Im unteren Teil ist die Trientschlucht epigenetisch, zwei ältere Schluchten linksseitig sind mit Moräne eingedeckt (Mitteilung von H. Gams).

Das M. der Aig. Rouges bildet keine Wasserscheide, wie die andern autochthonen M. Vielmehr geht eine Wasserscheide erst über den ihm NW aufliegenden Sedimentmantelrand. Von dort herab durchqueren vier Täler das M. der Aig. Rouges in seiner ganzen Breite, alle gegen SE gerichtet. Am schon tief abgesunkenen SW-Ende wird es umgekehrt von S nach N durch zwei Flüsse, die Arve und den Borrent, vollständig gequert. Auch hier, wie beim Quertal der Rhone, ist die Auffassung naheliegend, daß die Querflüsse usprünglich um das Ende des M. flossen und erst bei späterem Abtrag und Vertiefung in das Fleisch des M. hineingerieten. Orographisch hat das M. der Aiguilles Rouges etwas Ähnlichkeit mit dem viel größeren Aar-M., indem auch hier der N-Rand durch einen enorm gefalteten, diskordant aufgelagerten und hochaufragenden Sedimentmantel bezeichnet ist, der S-Rand zu einer als Längstal auserodierten Sedimentmuldenzone abfällt. Die Gipfelkappe der Aiguilles Rouges erinnert an die Spannörter.

## Die zonale Anordnung der autochthonen Massive.



### Äquivalente Fortsetzungen.

Das M. der Aiguilles Rouges reicht in der Tiefe weiter gegen SW. Es schaut aus einem Erosionsloch im Sedimentmantel bei Mégève, erinnernd an die östliche Entblößung des Aar-M. bei Vättis, und erhebt sich sodann wieder im M. der Belledonne. Eingeklemmte Carbonmulden zeigen durch ihr Streichen deutlich, daß der Hauptteil dieses letzteren 110 km langen, autochthonen Zentral-M. die streichende Fortsetzung des M. der Aiguilles Rouges ist, während die kleineren östlichen Schuppen desselben das Mt. Blanc-M. fortsetzen, bis dieses letztere in Grandes Rousses und Pelvoux als tektonisches Äquivalent wieder mächtig wird (Argand, „Beiträge" Spezialkarte 64).

Die Scheitellinie des M. der Aiguilles Rouges fällt vom Salantin nach den Dents de Morcles rasch und, wie der Bau der NE folgenden Kalkalpen schließen läßt, tief gegen NE ab. Der nördliche Zweig erhebt sich nicht mehr, der südliche dagegen taucht wieder auf als die nördliche Zone des Aar-M. — Gastern— Erstfeld. Der Granit ist in beiden sehr ähnlich. Der Petrosilex der Aiguilles Rouges ist im Aar-M. freilich kaum angedeutet. Es ist wenigstens wahrscheinlich, daß die Juramulde von Chamonix eine Art Äquivalent im oberen Jungfrau- und im Fernigerkeil, sowie vielleicht im S-Zipfel der Windgällenmulde besitzt. Zu $^3/_4$ ist das Aar-M. die Fortsetzung des Mt. Blanc-M. Vorstehende Tabelle gibt eine Übersicht über die tektonischen Äquivalenzen in streichenden Zonen.

### Stellung der Schieferung und Schichtung.

Im M. der Aiguilles Rouges ist kein eigentlicher Fächer vorhanden. Die Gesteinsgrenzen, Schichtung und Schieferung streichen im Durchschnitt noch N—30°—NE. In den weitesten Regionen steht die Schieferung und Schichtung annähernd senkrecht. Gegen das Rhonetal ist stellenweise dachförmige Lagerung angedeutet. Im Zweig der Arpille wendet sich das Streichen noch etwas mehr gegen NE. Hier, wie überhaupt für viele M., wären ausgedehnte genauere Bestimmungen der Schieferungs- und Schichtungslage sehr erwünscht. Diskordanzen oder Verbiegungen in den Streichrichtungen könnten über das Verhältnis von caledonischer zu hercynischer und zu alpiner Faltung wichtige Aufschlüsse geben. Johann Meyer gibt an, daß die Gneise im allgemeinen SSW—NNE streichen und „die Längsachse des M. unter spitzem Winkel schneiden".

## 1. Die Gesteine.

### Übersicht.

Die Grundmasse im Aiguilles-Rouges- und Arpille-M. sind alte hochmetamorphe Sedimente. Sie erscheinen als biotitreiche Gneise und Glimmerschiefer. Strichweise, ja sogar meistens, sind sie stark hornfelsitisch ausgebildet, so daß Saussure sie als Petrosilex, Meyer und Hartmann direkt als Hornfelse bezeichnen. In manchen Zonen sind sie zu Sericitschiefern und -gneisen gequetscht. Sie enthalten in Linsen und Linsenreihen ziemlich spärlich Amphibolite, hie und da mit Dioritkern (Plan du Sourd) und Eklogite (Lac Cornu), ferner in Gängen oft massenhaft, wie schon Saussure beachtet hatte, Porphyre und besonders Aplite

(„Granulites"). Im südöstlichen Drittel läuft eine Granitzone wie ein mächtiger lakkolitischer Gang durch dieses M. von der Rhone bei Miéville bis östlich des Gipfels Aiguilles Rouges auf eine Länge von 22 km, mit einer Breite von 200 bis 1200 m. Favre hatte diesen Granit bei Vallorsine erkannt, Gerlach seine Ausbreitung zusammenhängend festgestellt. In der Querschlucht der Arve zwischen Les Houches und Servoz ist der Granit abermals unter dem Carbon entblößt.

Über diese Gesteine ist noch folgendes zu berichten:

a) Intrusivgesteine.

1. Granite. Der Granit der obengenannten Zone ist dem Gasterngranit ähnlicher als dem Mt. Blanc-Protogin und entspricht demselben auch zonal. Er ist meistens kleinkörnig, besteht wesentlich aus: Biotit, Orthoklas, Plagioklas, Quarz; akzessorisch: Pinnit, Andalusit, Sillimanit, Turmalin, Zirkon, Xenotin, Apatit, Magnetit, Ilmenit; sekundär: Chlorit, Muscovit, Sericit, Titanit, Rutil, Pyrit, Calcit. Die granitische Struktur ist in den wenig gequetschten Abänderungen deutlich, die kleinen davon ausgehenden Gänge werden mehr porphyrisch.

Johann Meyer unterscheidet und beschreibt als Varietäten: an der W-Seite des Rhonetales: Pinnitgranit, Andalusitgranit, Granit der aplitischen Randfazies, Granit mit Schollencinschlüssen, Mylonit und Granit der kleinen Gänge. Echter Granit ist rechtsseitig der Rhone nicht gefunden worden. Dort ersetzen ihn saure Spaltungsprodukte: aplitische Granite und Aplite (Hartmann).

Fast durchweg ist starke innere Dislokationsumwandlung an allen Mineralien erfolgt. Die Feldspäte sind mikroklinisch geworden, zertrümmert und von Sericitschuppen durchsetzt; die Quarze sind zu Sandquarzlinsen oder -schlieren zerdrückt; der Glimmer ist nur noch, wo er Einschluß in Feldspat ist, kristallisch umrandet, sonst „verbogen, zerdrückt, aufgeblättert, gestaucht, randlich zerfranst, öfter sogar in ein feines Zerreibsel verwandelt" (Johann Meyer). Vom beinahe normalen Granit finden sich alle Übergänge bis zum dichten Sericitschiefer, wobei alle diese Mylonite in ihrer chemischen Zusammensetzung mit dem annähernd normalen Granite übereinstimmen.

Linksseitig der Rhone von Miéville bis Van und gegen Salvan zeigt sich (Johann Meyer) die Granitzone an ihrem SE-Rand mit einer Bruchfläche scharf und glatt abgeschnitten, an der südlich begleitenden schmalen Zone der Biotitschiefer und Hornfelse. Granit und Hornfelse sind hier zu Sericitschiefern gequetscht. Südlicher folgt, ebenso scharf begrenzt, die Carbonmulde von Salvan. Keine Granitapophyse, kein Gang zweigt nach SE ab, und der Granit, der den dort folgenden Biotitschiefer hornfelsitisiert hat, ist nicht derjenige, der ihm jetzt mit Rutschfläche anliegt. Am NW-Rande dagegen dringt der Granit in einem Gewebe von Apophysen in den Biotitschieferhornfels hinein und umschließt Schollen desselben. Endogene und exogene CM sind hier deutlich ausgebildet. Der Granitzug ist intrusiv, älter als Carbon (das nicht Cm ist), aber jünger als die hornfelsartigen Biotitgneise und Schiefer, die in der Hauptsache das M. der Aiguilles Rouges aufbauen. Die gleichen Erscheinungen zeigen sich auch am Granitaufschluß im Querdurchschnitt der Arve: basische und saure Gänge im Granit, die kristallinen Schiefer Cm, das Carbon nicht.

2. Porphyre treten im M. der Aiguilles Rouges recht oft in schönen Varietäten selbständig lagergangförmig auf, hie und da aber auch als Abzweigungen aus dem Granit. Studer kannte Porphyre nahe Morcle, A. Favre unter dem Salantin, Gerlach über Salanfe am Luisin (vergl. C. Schmidt, Porphyre der Zentralalpen, Neues Jahrb. f. M. G. P. 1886). Joh. Meyer und P. Hartmann haben neuestens

verschiedene Porphyrgänge im Kessel von Salanfe und östlich der Rhone verzeichnet und näher untersucht. Sie durchsetzen steil das kristalline Grundgebirge. Renevier hatte Quarzporphyre in der Schlucht von Barthélémy, nahe der Therme von Lavey und unter der Tête de Sierraz gefunden. Die letzteren Vorkommnisse gehören dem Rande der M.-Gesteine gegen das Carbon an. Renevier zählte die Porphyre zum Carbon, konstatierte aber auch, daß sie keine CM und keine Apophysen in das Carbon hineinsenden. Sie gehören nach allen weiteren Beobachtungen dem älteren Grundgebirge an. Im M. der Aiguilles Rouges sind bisher gar keine carbonischen Intrusiva entdeckt worden. Auch alle Porphyre sind hier präcarbonisch.

3. Schizolithe, und zwar saure Abkömmlinge granitischer Magmen, finden sich massenhaft. Sie durchziehen das Grundgestein und auch den Granit. Ihre Lagergänge sind oft so reichlich, daß $^1/_4$—$^1/_2$ der ganzen Gesteinsmasse hierher zu rechnen ist. Diese sauren granitischen Gesteine sind größtenteils normale Aplite. Hartmann hat rote und weiße Aplite unterschieden. M. Lugeon (Comptes-rendus 20. März 1916) zeigte, daß dieser Farbunterschied nur auf einem Eindringen der Verwitterung von der prätriasischen Penneplain aus in 10 bis höchstens 40 m Tiefe herrührt, daß die Rotfärbung stets von der Auflagerungsfläche unter der Trias ausgeht, daß sie alle Gesteine des M. betreffen kann, und daß sie am ganzen N-Rand des M. häufig vorkommt. Weiter sind zu nennen granitähnliche Aplite, Mikrogranite oder Granulite, wie verschiedene Beobachter diese feinkörnigen, glimmerarmen Erstarrungsformen nennen. Sie bilden einen mächtigen Stock am SE-Abhang gegen die Rhone, ca. 3 km unterhalb Saillon, zwischen Tschieboz und Mazembroz. Bei Tschieboz wird der Petrosilex massenhaft von Apophysen dieser Gesteine durchschwärmt. Weiter sind in diese Gruppe die Pegmatite und Quarzpegmatite zu stellen. Sie kommen viel spärlicher vor. Ihre Cm-Wirkung an Marmorlinsen ist aber nicht selten schön zu beobachten.

Der Mineralbestand dieser Schizolithe ist: Quarz, Orthoklas, Mikroklin, Plagioklas, Chlorit, Muscovit, Biotit, Hornblende, Titanit, Zirkon, Rutil, Apatit, Epidot, Granat, Pyrit, Ilmenit, Magnetit, Hämatit, Leukoxen. Die kieselsäurereichen dieser Mineralien sind primäre Magmaausscheidungen, die basischeren sind Resorptionsmineralien, teils Infiltrationsmineralien oder Zersetzungsprodukte. Stauungsmetamorphose ist durchwegs häufig zu erkennen. Manche Pegmatitgänge sind in Stücke zerrissen und zu einer Reihe von Linsen gequetscht, eine Folge der alpinen Dislokation, die jünger ist als alle Eruptiva.

### b) Die kristallinen Schiefer.

De Saussure hatte das Grundgebirge der M. der Aiguilles Rouges und Arpille richtig beschrieben und sehr passend Petrosilex genannt. Er erkannte ihren sedimentären Ursprung und ihre metamorphe Natur. Fournet wies als Ursache der letzteren auf die sie durchschwärmenden Eruptivgänge hin. Renevier schrieb die Met. nur dem Druck und der Wärme (Regional und Dislokation) zu und nannte alles zusammen kurzweg „Métamorphique". Die Hauptmasse unseres M. besteht aus diesen oft fast dichten, festen, manchmal fast massigen Gemengen von Biotit, Andesin und Quarz. Die Bezeichnungen wechseln. „Hornfelse", „Cornes vertes", „Cornes grises", „Biotitschieferhornfels", „Biotitgneise", „Biotitschiefer", „Roches métamorphiques".

Die zu unterscheidenden, aber sich regellos ablösenden Varietäten mit allseitigen Übergängen sind:

1. Massige, meist grünliche Hornfelse.

2. Schiefrige Hornfelse. Diese gehen durch Zunahme des Biotit in Glimmerschiefer, durch zunehmenden Feldspat und Glimmergehalt infolger inniger

aplitischer Injektion in Injektionsgneise (Michel Lévy) über, oder sie sind Dm-Sericitschiefer geworden. Die schiefrigen Hornfelse sind vorherrschend.

3. Amphibolschiefer.

Manche Forscher versuchten Altersunterschiede zu machen. Die „schistes micacés" sollten präkambrisch, die „schistes chloriteux et cornés" paläozoisch sein. Golliez wollte sogar 5 Antiklinal- und 4 Synklinalzonen unterscheiden (Profil im „Livret-Guide" S. 221). Renevier unterschied eine Menge von Varietäten in seinem „Métamorphique", fand aber, daß alle nur lokale Abänderungen seien, die weder zu stratigraphischen noch zu tektonischen Gliederungen verwendet werden könnten.

In diesen Petrosilex-Gesteinen finden sich durchwegs Anzeichen sedimentärer Natur: hie und da gute Schichtung, Schichtwechsel mit Kalksteinschichten, Graphit, hie und da deutliche psammitische Struktur, eigentliche Sandsteinschichten, in denen nur das Zement metamorph ist, Breccienlagen, Geröllagen. Renevier hat auch auf manchen Schichtflächen gut erhaltene Wellenfurchen gefunden. Es handelt sich offenbar um einen Komplex präcarbonischer Tone und Sandsteine mit wenig Kalkbänken, die metamorph umgewandelt sind. Sie stellen die Injektionszone eines relativ nahen Injektionsherdes, vielleicht eines in der Tiefe liegenden Gasterngranites dar.

Die biotitschiefrigen Gesteine werden als die Mittelvarietäten bezeichnet, von denen die Sericitschiefer die stärker Dm, die Hornfelse die mehr Cm Partien sind. Die Biotitschiefer und Gneise sind gegen SW, die Hornfelse gegen NE häufiger.

Der ganze Gesteinskomplex des Petrosilex der Aiguilles Rouges und Arpille ist in dieser Art der Ausbildung diesen Massiven eigentümlich. Gesteine solcher Beschaffenheit kommen im Aar-, Gotthard- und Mt. Blanc-M. nicht oder nur sehr untergeordnet vor.

Sowohl Stauungs- als CM und RM können solche Struktur und Mineralisation erzeugt haben. Gewiß sind auch alle diese Arten der Met. durch diese alten Sedimente gegangen: in präcarbonischer Zeit die CM und RM und vielleicht etwas kaledonische DM, in jungcarbonischer Zeit eine zweite schwache DM, die hercynische, und in tertiärer Zeit die alpine. Hie und da können die Wirkungen derselben unterschieden werden, hie und da decken sie sich inniglich. Die CM ist präcarbonisch vom Granit und seinen Gangbegleitern ausgegangen und beschlägt einen großen Teil des M.

### c) Besondere Contactgesteine.

1. Contactmetamorphe Schiefer. Es ist oben hervorgehoben worden, daß CM bei der Bildung des Petrosilex stark beteiligt gewesen sein mag. In besonders hohen Graden ist solche an den Einschlüssen des Biotitgesteines im Granit und Aplit zu finden, z. B. über Miéville, wo dann die typischen Mineralien der Assimilation und Resorption (Granat, Sillimanit, Kordierit, Orthit usw.) entstanden sind.

Johann Meyer, der die einzelnen Umwandlungsstufen der Schieferhornfelse eingehend geprüft hat, ist zu dem Resultate gekommen, daß dieselben durch RM und pneumatolytische CM aus präcarbonischen Tonschiefern und Sandsteinen hervorgegangen seien.

2. Marmore und Kalksilikate. Konkordant den kristallinen Schiefern unseres M. in Reihen von Linsen oder in größeren Schichtpacketen eingelagert finden sich laminierte marmorisierte Kalksteine.

Saussure hatte solche rechts der Rhone bei Alesse, Fournet zwischen Martigny und Vernayaz, Gerlach bei Itroz im Quertal des Trient und Renevier über Branson rechts der Rhone gefunden. M. Lugeon und E. Jérémine (Comptes-rendus 13. Mai 1913; ferner Bull. Soc. Vaud. sc. nat., Procès-verb. 19. April 1916) haben teils die Ausdehnung der genannten Funde weiterverfolgt, teils neue im Streichen derselben entdeckt.

Das Marmorlager von Itroz wurde auf 4 km streichend verfolgt. Die Mehrzahl der Vorkommnisse sind in Reihen von Linsen zerlegt, die 2—5 m Mächtigkeit haben. Nur Itroz erreicht 26 m. Hie und da sind die Marmorlager durch mehrere dünne Lager kristalliner Schiefer in Schichten geteilt, so daß die stratigraphische Zugehörigkeit der Marmorlager zum Petrosilex unbestreitbar ist. Mehrere der Marmorlager stehen im Contact mit Aplitgängen. Mineralien der CM sind ziemlich spärlich: Diopsid, Wallastonit, Phlogopit, Idokras, Granat, Sphen, Orthoklas, Graphit, Quarz.

H. Gams (mündl. Mitteilung unter Vorweisung der Fundstücke) hat im Rhonewinkel des Arpille-M. noch eine ganze Anzahl von Cm-Marmorlinsen aufgefunden. Es gibt dort Packete, wo 7—8 Marmorlinsen abwechseln mit Aplit und Hornfels. Er fand auch solche oben dicht unter dem Triascontact, wo man dann deutlich aus der Lagerung sieht, daß die steilen Marmore älter sind als die flache Triasbedeckung. Auch Graphit fand Gams dort vielfach in Begleitung von Marmorlinsen oder in dem Petrosilex eingelagert. Schneeweißer Marmor enthält feine Graphitblättchen. An einigen Stellen ist der Graphit ausgebeutet worden, so in 1200 m Höhe ein Lager im Gneis von 1—2 cm. Bei Alesses findet sich eine Ader mit Zinkblende. Im M. nördlich der Carbonmulde ist bisher kein Cm-Marmor gefunden worden.

Die Kalklager mit den einschließenden kristallinen Schiefern sind sicher vorcarbonisch und älter als die metamorphosierenden Intrusionen. Der Kalk ist gleichzeitig mit den ihn einschließenden Schiefern metamorphosiert worden. Aus der Zusammenordnung der Marmorlinsenreihen in 4 Striche und aus ihrer Gleichartigkeit kann man vielleicht auf 4 geklemmte Synklinalen schließen, die zwischen 5 Antiklinalen von Biotitgneisen und Schiefern stehen und die Komplexität des M. abermals ersichtlich machen (Lugeon und Jérémine).

Die besprochenen Marmorlager gehören alle dem M., der Arpille an. Im M. der Aiguilles Rouges notiert Johann Meyer in der Alp Salanfe nördlich des Luisin eine Zone met. Kalklinsen, im Grundgebirge konkordant eingelagert, mit der sich auch eine Arsenkieslagerstätte verbindet. Die Ausbeute bei Salanfe hat 1902 begonnen; der Leukopyrit (Arsenkies) enthält 40 g Gold per Tonne (C. Schmidt, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1916, H. 7).

Nachschrift: M. N. Oulianoff (Soc. vaud. Sc. nat. 5. XI. 1919) hat neuestens den Zusammenhang der Marmorlinsen in synklinalen Zügen bestätigt und hie und da faltenförmige Überbiegung der dazwischen stehenden antiklinalen Gneise gefunden. Die Arpille soll drei alte Kalksynklinalen eingefaltet enthalten.

## 2. Der Sedimentmantel des M. der Aiguilles Rouges.

### a) Carbon.

Das Carbon ist das älteste, nicht völlig umkristallisierte Gestein der Region. Allerdings gehört es auch hier tektonisch meistens zum M. selbst, selten zu dessen Sedimentmantel. Wir besprechen das Carbon an dieser Stelle stratigraphisch.

Saussure kannte die „ardoises et poudingues" des Gebietes und trennte sie von den kristallinen Schiefern und dem Petrosilex ab. Studer erwähnt 1834 als der Erste die Abdrücke von Farnen von Arbignon unter den Dents de Morcles und vergleicht sie mit den Funden der Tarantaise. 1851 gibt Studer eine Liste der carbonischen Farrenkräuter von Arbignon und Col de Balme. Unterdessen war eine lange Kontroverse darüber entstanden, ob die alpine Anthrazitformation zum Lias

oder Carbon gehöre. Den Ausschlag gaben schließlich die gründlichen Untersuchungen von Oswald Heer über die stets fort vermehrten Sammlungen der Pflanzenreste: Es ist Carbon. Im gleichen Sinne entschied, auf gründliche Untersuchung der tektonischen Erscheinungen gestützt, Alph. Favre.

Aus der Verteilung von Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefern schloß Renevier auf torrentielle Anschwemmung des Materiales vorschreitend von SW nach NE. Im Carbon des Mt. Blanc-M. fehlen die Konglomerate fast ganz, in der Umhüllung des M. der Aiguilles Rouges und der eingelagerten Mulde werden sie gegen NE viel häufiger.

Das Carbon unseres Gebietes ist ein Komplex von Tonschiefern, Sandsteinen und Konglomeraten mit Einlagerung einiger Bänke von Anthrazit. Kalkstein fehlt. Die Mächtigkeit schwankt sehr stark, offenbar schon durch primäre Ablagerung, aber auch durch prätriasische Denudation und durch tektonische Beeinflussung. In der Mulde von Salvan ist das Carbon mit Perm, ca. 750 m mächtig, zu einer komplexen Muldenzone von 1000—1500 m gedoppelt. An den Abhängen der Dents de Morcles mißt man aus den Renevierschen Profilen 1000—1500 m und mehr. Schiefer und Konglomerate wechseln in der Schichtreihe vielfach miteinander ab. Die einzelnen Konglomeratschichten sind oft von geringer Erstreckung; die mächtigeren Konglomeratkomplexe lassen sich weiter verfolgen.

Bei Vernayaz und gegenüber der Rhone bei Dorénaz beginnt das Carbon mit einem basalen Riesenkonglomerat. Die gut gerundeten Gerölle von Aplit und Petrosilex haben $^1/_2$—2 m Durchmesser. Dann folgt ein Komplex vorherrschend aus Tonschiefern. Bei Salvan ist dieser letztere nur angedeutet, gegen NE schwillt er auf über 200 m an. Darüber folgt der Hauptkomplex der Konglomerate bei Salvan ca. 500 m, E der Rhone noch ca. 150 m. Es folgen die oberen Tonschiefer, die, soweit nicht noch Perm dazutritt, den Kern der Muldenzone von Salvan bilden. Neuestens fand Oulianoff, daß die Zone von Salvan aus 5 Teilsynklinalen bestehe.

Von SW gegen NE und von der Taltiefe gegen die oberen Teile an den Dents de Morcles werden die Konglomerate mehr und mehr durch Sandsteine ersetzt. In der Höhe von Arbignon treten die unteren und oberen Schieferbänke zusammen und die Komglomerate dazwischen keilen aus, weshalb Renevier annimmt, Arbignon entspreche dem östlichen Rande des carbonischen Schuttkegels. Im allgemeinen sind die Konglomerate mehr im stratigraphisch unteren, die Tonschiefer mehr im oberen Teil des Carbons angehäuft.

### 1. Klastische Gesteine des Carbon.

Saussure hatte nahe der Schweizergrenze bei Valorsine Konglomeratlager in beinahe senkrechter Stellung beobachtet und daran die Dislokation erkannt. Fortan ist dieses Konglomerat als „Poudingue de Valorsine" bezeichnet worden. Die Hauptentwicklung dieser Konglomerate liegt aber weiter gegen NE, und die zahllosen Blöcke, die das Konglomerat ins Rhoneerratikum geliefert hat, stammen wohl zum größten Teil von den rechtsseitigen Abhängen des Rhonetales.

Die Gerölle der Carbonkonglomerate sind polygener Natur. Kalksteingerölle fehlen. Reichlich sind vorhanden: Zweiglimmergranit, Porphyr, Biotitgranit, Turmalinknollen, Pegmatite. Massenhaft: Aplite, alle Varietäten aus der Gruppe Petrosilex vom Hornfels bis zum Glimmerschiefer und Injektionsgneis. Spärlicher: Quarzit, Quarzitsandstein und Tonschiefer. Alle diese Gerölle stammen von der nächsten Unterlage des Carbons aus den umgebenden Massiven, die zur Carbonzeit zwischen den Becken die der Denudation ausgesetzten Hügel bildeten. Ferner

lassen alle diese Gerölle erkennen, daß Intrusion und CM schon vor der Geröllbildung der Carbonzeit, starke DM aber erst nachher stattgefunden haben. Lugeon macht ausdrücklich auf das Fehlen des Protogin unter den Geröllen aufmerksam. Daraus folgt, daß der Mt. Blanc-Granit erst permisch zur Denudation gelangte. Daß auch seine Intrusion erst postcarbonisch stattgefunden habe, wird aus randfaziellen Injektionen im Carbon gefolgert. Weitere Untersuchung erwünscht.

Die Verkittung ist fest; beim Zerschlagen brechen eher die Gerölle, als daß sie aus der Grundmasse herausfallen. Das Bindemittel ist aber nicht Cm, sondern nur Dm. Es enthält viel Sericit und Chlorit. Die alpine Stauung hat auch die Gerölle zerdrückt und laminiert. Die glimmerreichen Gerölle sind dabei zu Linsen oder Spindeln gequetscht.

Infolge großer Festigkeit bilden die Konglomeratbänke in der Landschaft oft Stufen und vorragende Rippen, die nicht selten von den schönsten Gletscherschliffen abgerundet sind (Gegend von Salvan und N davon).

Sandsteine. In der Schicht selbst findet man oft Übergänge von Konglomeraten in Sandsteine. Sandsteine wechseln mit Konglomerat und Tonschiefer ab. Mit Abnahme der Konglomerate im ganzen Komplex ist stets Zunahme der vertretenden Sandsteine verbunden. Die grünen Sandsteine sind sehr gleichmäßig, die grauen sind manchmal glimmerreich. Die Sandsteinkörner bestehen außer dem weit vorwiegenden Quarz aus Feldspäten, Muscovit, Biotit, Turmalin, Zirkon, Erzen. Hie und da sind eigentliche Glimmersandsteine und auch Arkosen zu treffen. Mikrogerölle verschiedener Gesteinsarten, wie z. B. von Aplit, Porphyr, Hornfels sind als Sandkörner in den Sandsteinen vorhanden. Der Zement ist stets fein kristallinisch. Er besteht aus feinsten Quarzpartikeln, durchflochten von feinen Sericitschüppchen und dunkel gefärbt durch Anthrazitstäubchen. Die zementreichen Sandsteine sind durch den alpinen Gebirgsdruck stark geschiefert und können zu sandigen Sericitschiefern oder stellenweise (z. B. bei Salvan) zu Paragneisen werden. Übergänge von Sandsteinen in Quarzite sind nicht selten.

Die Tonschiefer sind oft feinsandig, meist dunkelgrau bis schwarz, oft rein pelitisch. Sie zeigen Dm-Verfestigung und Mineralisierung mit Sericit, Glimmer, Chlorit, feinen Rutilnadeln und Magnetit. Der eingeschwemmte Glimmer ist unter dem Mikroskop oft vom neu gebildeten zu unterscheiden. Amorpher Ton und pulveriger Anthraconit — bald mehr anthracitisch, bald graphitisch — ist beigemengt. Die DM hat auch vielfach die Texturen geschaffen; ursprüngliche Schieferung und Feinschichtung kann durch Clivage verstärkt oder zerstört werden. Die Analysen ergeben durchschnittlich 60—64 % $SiO_2$, 20—24 % $Al_2O_3$, 5 % $K_2O$, Eisen sehr unregelmäßig, CaO unter 1 % und dieses wohl nicht als Carbonat. Die Schiefer sind oft klingendhart. Die Schieferungsflächen haben Sericitglanz.

Die carbonischen Tonschiefer des Gebietes werden in einer großen Anzahl von Steinbrüchen ausgebeutet. Sie liefern vor allem Dachbedeckungen. Die Hauptausbeutungsgebiete sind die Umgebungen von Vernayaz bis Salvan und Dorénaz bis Alesses („Beiträge" geotech. Serie Bd. V, 1915, Die Bausteine und Dachschiefer der Schweiz, mikroskop. Unters. v. Grubenmann).

2. Anthracit.

Leo Wehrli, Die Anthracite des Wallis, „Beiträge" geotechn. Serie Lfg. VIII (im Druck). Auf der E-Seite des Rhonetales sind Anthracitflöze schon seit vielen Jahrzehnten ausgebeutet worden.

Eine Mine befindet sich bei Plan de la Meronaz in 1560 m Höhe. Der Anthrazit liegt als Schicht 1—2 m mächtig zwischen Tonschiefern und macht dort mit denselben die Umbiegung, welche aus der nördlich übergelegten großen Carbonmulde auf den Rücken der Fortsetzung des Arpille-M. steigt (Tafel XIII Profil 2). Das Flöz gehört der oberen Schieferzone des Carbon an. Ein Anthracitflözchen, das ca. 1 km W Saillon gefunden wurde, mag einer Fortsetzung entsprechen.

Eine andere Anthraeitmine war seit 1825 im tiefsten Teil des Carbonsystems bei 1127 m über Collonges unter Plex im Betriebe. Im Jahr 1880 fand Renevier das Flöz dort sogar 5 m stark, zwischen Sandsteinen liegend und 73° SSE fallend. Diese Fundstelle gehört dem nördlich aufsteigenden Flügel der großen Carbonmulde an. Spuren dieses Flözes können NE aufsteigend verfolgt werden durch Haut d'Arbignon bis unter die Trias bei ca. 1900 m.

Links der Rhone treffen wir das untere Flöz ob der Pissevache, wo freilich Ausbeute sich nicht lohnte. Das obere Flöz ist, senkrecht gestellt, zwischen den Dachschiefern nahe über Vernayaz in 3 Stollen ausgebeutet worden. SW Salvan wurde ein anderer Stollen auf demselben betrieben. Es streicht hier etwas südlich der Mittellinie der Mulde. Weiter setzt es fort und wurde wieder bei Tête noire versuchsweise ausgebeutet. Über dem ganzen W absinkenden Rücken an der W-Seite des Trienttales ist es auch vorhanden. Dieses Anthracitflöz erreicht nirgends 1 m Mächtigkeit; es ist zur Ausbeute für sich allein zu schwach. Wenn es auch nur mit großen Unterbrechungen verfolgt werden kann, so glaube ich doch, daß es sich um ein und dasselbe Flöz handelt, das ziemlich zusammenhängend von Vernayaz 10 km weit bis W des Trient zieht. An der Außenfläche ist es vielfach, weil ausgebröckelt, schuttbedeckt und überwachsen, nicht sichtbar. Zerquetschungen können bei den Unterbrechungen mitbeteiligt sein. Der N-Flügel ließ nur ein Flözchen ob Miéville auffinden.

Das helvetisch-autochthone Carbongebiet enthält also, so viel wir bis heute wissen, ein Anthracitflöz nahe seiner Basis, ein zweites in seinen oberen Tonschiefermassen eingeschlossen. Beide sind nur strichweise entwickelt oder bekannt.

Die Anthracitflöze sind von graphitischen Rutschflächen begleitet. Ihre Mächtigkeit ändert sich im Verlaufe des Streichens. Indessen erreichen die mechanischen Deformationen hier im helvetisch-autochthonen Gebiete des Aiguilles Rouges-M. lange nicht den hohen Grad wie in dem penninischen Carbonzuge, der der S-Seite des Rhonetales von Riddes bis Visp folgt. Die Zahl der Flöze ist im helvetischen Gebiete geringer, nur zwei, als im penninischen, wo vielleicht infolge Wiederholung durch Schuppung, deren 8—15 übereinander folgen können. Die Mächtigkeit und Lagerung ist im helvetischen Gebiet regelmäßiger als im penninischen.

Von den Anthraciten des Aiguilles Rouges-M. haben die Analysen der Eidgen. Prüfungsanstalt für Brennstoffe folgende, mir teils von Prof. Dr. Leo Wehrli, teils von Herrn Billwiller (Goldach) übermittelten Resultate ergeben (die Zahlen der Reihen a. beziehen sich auf die lufttrocknen Proben, die Zahlen b. sind nach Abzug von Asche und flüchtigen Bestandteilen berechnet):

Proben von Meronaz (bei Alesses ob Dorénaz).

| | C | H | O | N | S | $H_2O$ | Asche | Heizwert |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. a. | 58,63 | 1,08 | 1,41 | 0,46 | 0,35 | 3,02 | 35,05 | 4867 |
| b. | 94,67 | 1,74 | 2,27 | 0,75 | 0,57 | 3,40 | | 7955 |
| 2. a. | 67,08 | 0,80 | 4,00 | | 0,30 | 6,00 | 21,00 | 5529 |
| b. | 91,89 | 1,95 | | | | | | |
| 3. a. | 68,90 | 0,80 | 2,30 | | 0,30 | 4,90 | 22,80 | 5589 |
| b. | 95,29 | 1,11 | | | | | | |

Proben von Trient.

| | C | H | O | N | S | $H_2O$ | Asche | Heizwert |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 4. a. | 82,16 | 0,95 | 2,00 | 0,28 | 0,25 | 6,28 | 8,08 | 6670 |
| b. | 95,94 | 1,11 | 2,33 | 0,33 | 0,29 | (5,00) | | 7892 |
| 5. a. | 76,20 | 0,80 | 4,40 | | 0,40 | 7,40 | 10,80 | 6187 |
| b. | 93,15 | 0,97 | | | | | | 5942 |

Aus diesen Analysen geht zunächst hervor, daß alle diese Vorkommnisse von Kohlengesteinen nach dem Verkohlungsstadium echte Anthracite sind, indem der Kohlenstoffgehalt, die Asche außer Rechnung gesetzt, über 90 % liegt. Sodann zeigt sich, daß die Vorkommnisse westlich der Rhone sich durch bedeutend geringeren Aschengehalt vor denjenigen östlich der Rhone auszeichnen.

Die furchtbare Not, in welche die Schweiz durch den Kohlenmangel infolge des Krieges geraten ist, führte dazu, alle Möglichkeiten der eigenen Kohlenproduktion zu prüfen und aufs äußerste zu spannen. Dies leitete zur Zusammenlegung von Konzessionen, zur Wiederaufnahme zahlreicher verlassener Abbaue. Die Schweiz importierte per Jahr ca. 3 000 000 t Kohle. Es wurde ausgerechnet, daß in den Alpen (autochthone und penninische Zone zusammen) wohl noch 15 000 000 t ausbeutbare Anthracite sich finden. Dazu kommen noch Doggerkohlen in der Préalpeszone (Simmental), Molasse- und Schieferkohlen. So ist z. B. die Ausbeute der Anthracite von 8—10 % Asche in Collonge 1918 auf 4000 t gesteigert worden. Um eine dauernde Rentabilität der Kohlenausbeute kann es sich aber nicht handeln, nur um eine Milderung der größten Kohlennot; denn bei intensivster Ausbeute und hohen Kosten läßt sich der Jahresertrag dieser schwachen zerrissenen Vorkommnisse kaum auf $^1/_{10}$ des Bedarfes steigern. Es ist unmöglich, die Kriegskohlennot der Schweiz durch eigene Ausbeute aufzuheben. Hoffnung auf Neufunde von Bedeutung ist nicht berechtigt.

Dazu kommt, daß fast alle unsere Kohlen von zweiter Güte sind. Die Walliseranthracite eignen sich nur für bestimmte Arten der Feuerung. Sie sind auch keine Gaskohlen, während die Simmentaler als solche dienen können. (Soeben erschienen: Fehlmann, Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges, Bern 1919.)

Wir warten auf das Ergebnis der Bohrung bei Pruntrut (Bd. I S. 450).

Nachschrift: Das Bohrloch in Buix bei Pruntrut hat am 31. 3. 1919 die Tiefe von 1052,75 m erreicht. Bei 1043 m, das ist 420 m tiefer als erwartet, traf es die Unterlage des Buntsandsteines. Das angebohrte Rotliegende kann, wie die schon durchbohrten Schichtglieder, faziell mächtiger als angenommen sein, trotz der stets horizontalen Schichtlage. „Für das Einsetzen der Kohle ist somit im günstigsten Falle die Tiefe von 1500 m anzunehmen" (Expertenbericht von C. Schmidt). Da bis 1050 m der Bohrkerndurchmesser schon auf $6^1/_2$ cm vermindert werden mußte, konnte man nicht annehmen, mit dem gleichen Bohrloch weitere 500—800 m zu erreichen. Die Bohrung ist aufgegeben, und die Frage, ob überhaupt in 1500—1800 m Tiefe an Kohlenausbeute gedacht werden könne, so daß der eventuelle Neuansatz eines Bohrloches ratsam sei, näherer Prüfung überwiesen. Die Mächtigkeiten haben sich in Buix (die Prognose jeweilen in Klammer vorausgestellt) wie folgt ergeben: Oxfordien (103) 103, Dogger (200) 197, Opalinuston (35) 156, Lias (60) 106, Keuper (125) 191, Muschelkalk (50) 239, Buntsandstein (50) 51.

3. Die Fossilien des Carbonschiefers. Die Anthracite selbst enthalten keine erkennbaren Fossilien, die begleitenden Konglomerate und groben Sandsteine nur selten undeutliche Abdrücke von Stämmen, die sandigen und glatten Tonschiefer dagegen schließen oft gut erhaltene Pflanzenteile ein.

Der Carbonzug der Westalpen enthält in der Dauphiné und in Savoyen viele reiche Fundstellen, in deren NE-Fortsetzung diejenigen des Aiguilles Rouges-Gebietes folgen. Am SW-Ende

des M. lieferten die Umgebungen von Servoz, das linke Ufer der Dioza und Moëde Carbonpflanzen. Renevier hat solche im Gebiete von Valorsine, bei Trient und im Muldenzug von Salvan bis Vernayaz gefunden. Herr Denis Cognoz in Les Marécottes bei Salvan hat diese Funde noch reichlich vermehrt. Die reichsten Lager sind bei Haut d'Arbignon am SW-Abhang der Dents de Morcles in ca. 1620 m Höhe. Die beiden dortigen Fundstellen, Brayaz-d'Arbignon und Combaz-d'Arbignon gehören stratigraphisch verschiedenen Horizonten an; die erstere ist in den oberen Schiefern, die letztere im unteren Schiefer des Carbon gelegen. Im gleichen unteren Schieferband findet man auch weiter gegen Plex hinab (Croix-du-Boët und Fontaines du Midi) Pflanzenreste. Weitere Funde stammen aus dem Kessel von Fully. Im besonderen hat neuerdings H. Gams am unteren Ende des oberen Sees von Fully eine reiche Ausbeute gewonnen.

Die Art der Versteinerung ist sehr auffallend. Glänzend wie silberweiße oder bronzefarbene Seide liegen die gut erhaltenen Farnwedel im schwarzen Schiefer. Meistens verrät zuerst eine weißschimmernde Haut dem Suchenden den Pflanzenrest, der dann durch Spalten der Platte bloßgelegt werden kann. Früher hielt man dieses Versteinerungsmittel für Talk; es ist aber hier, wie am Tödi, Dm Sericit. Die Erhaltung ist in Arbignon so gut, daß man oft Ober- und Unterseite der Wedel, alle Nervatur und die Fruchthäufchen erkennen kann. Arbignon hat schon vor einem halben Jahrhundert eine große Menge prachtvoller Stücke in die Sammlungen geliefert. Die Pflanzenreste vieler anderer Fundstellen in diesem Gebiete sind undeutlich und oft nicht bestimmbar.

Die ersten gründlichen, umsichtigen Bestimmungen und auch sich daraus ergebenden Schlüsse rühren von Osw. Heer, spätere von Zeiller. Es ergab sich daraus, daß die verschiedenen Fundschichten im schweizerischen Gebiete ihre Altersunterschiede nicht erkennen lassen, daß der ganze Komplex dem tieferen Teile des Stephanien (Ottweilerstufe, oberes Carbon) angehört und große Ähnlichkeit mit dem Carbon von Ste. Etienne zeigt. Keine einzige der Arten aus Wallis und Waadt ist irgendwo in noch jüngeren Schichten gefunden worden; sie sind alle carbonisch.

Alle gefundenen Fossilien sind Landformen: 2 Insektenarten und 65—70 Landpflanzenarten. Süßwasser-, wie Meertiere fehlen. Wir haben es also mit Einschwemmmungen vom Festland in vorübergehende Lagunen und Tümpel oder mit Einbettung in Überschwemmungsufern zu tun. Damit hängt auch die unregelmäßige Verteilung zusammen. Auch hier treffen wir wieder auf die bekannte Erscheinung der Universalität der Carbonflora. Heer zählte aus Savoyen und der Schweiz 85 Pflanzenarten, von denen sich 66 auch in andern Carbongebieten Europas, 47 sogar in Nordamerika finden. Die Farne herrschen nach Arten- wie nach Individuenzahl weit vor.

Renevier, der alle bis damals (1890) bekannten Funde registriert, zählt aus dem schweizerischen Gebiete des Aiguilles Rouges-M. auf:

2 Arten Insekten, worunter eine große Kakerlake, Blattina helvetica Hr., die Heer zwischen den Farnwedeln von Arbignon gefunden hat.

67 Spezies von Pflanzen: 8 Gymnospermen, wovon 5 Arten Cordaiten, 11 Equisetaceen (Calamiten, Annularien, Asterophylliten und Sphenophyllum), 11 Lycopodiaceen und 35 Farne. Am Lac de Fully ist auch eine Stigmaria gefunden worden. 31 Arten fanden sich in der stratigraphisch höheren und ebenso 31 in der tieferen Lage, 39 Arten sind auch an andern Fundorten als Arbignon entdeckt worden. Wie in St. Etienne überwiegen die Farne in den oberen Lagen, die Cordaiten sind in den tieferen häufiger. Viele Arten finden sich unten und oben. Eine stratigraphische Einteilung ergibt sich aus den Pflanzen nicht.

Zu den häufigsten Formen gehören die Nervenfarne oder Neuropteriden (12 Arten) und im besonderen die Art Neuropteris flexuosa Brgn. Dem Carbon der Alpen sind eigentümlich Cyclopteris lacerata Hr. und C. ciliata Hr. Pecopteris bildet große Wedel. Heer hat die meisten Arten in seiner „Flora fossilis Helvetiae" und der „Urwelt der Schweiz" abgebildet. Wir lassen einige Bilder nach Heer folgen (Fig. 63).

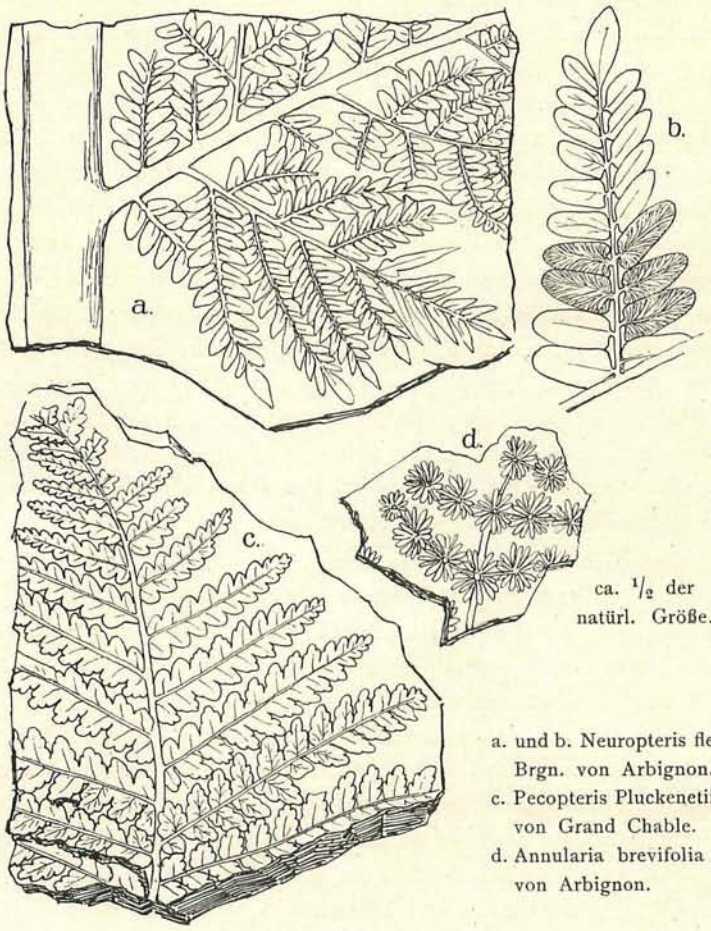



Fig. 63. Carbonpflanzen aus den Schiefern des unteren Rhonetales, nach Osw. Heer.

### b) Perm.

Studer und Renevier besprechen rote Konglomerate von der Gegend von Outre Rhône und hoch über Plex. Sie unterscheiden sich nur durch die Farbe vom Carbonkonglomerat, dessen höchste Lagen sie anscheinend bilden. Beide Forscher stimmen darin überein, daß diese — auch in erratischen Blöcken weitverbreiteten — roten Konglomerate wohl dem Perm — Rotliegenden —, Verrucano zugerechnet werden könnten, daß aber bestimmte Beweise zur Abtrennung vom Carbonkonglomerat mangeln. Seither sollen am Col de Balme Permfossilien gefunden worden sein. M. Lugeon faßt neuestens die roten Konglomerate auch als Perm auf, und dies ist wohl begründet durch die vom Carbon etwas abweichende

Auflagerung in mehreren eingefalteten Keilen. Die große Hauptdiskordanz findet sich aber nicht zwischen Carbon und Perm, sondern zwischen Perm und Trias. Die Permkonglomerate am Rhonequertal erinnern mehr an manche Sernifite des Kt. Glarus, als etwa an den Sericitverrucano des Urserentales.

Die Permkonglomerate bilden durch drei nördlich überlegte Falten im Innern der Carbonsynklinale am SW-Abhang der Dents de Morcles über Plex eine Wand von über 700 m, während die einfache Mächtigkeit des Perm zwischen 100 und 300 m liegen mag. Auch am Grate von Diabley (S-Grat der Dents) und E über den Seen der Montagne de Fully, am W-Abfall des Grand Chavalard, hat Lugeon noch einige Permmulden in der großen Carbonmulde eingeklemmt gefunden (Tafel XXI Profil 13).

### c) Trias.

1. Arkose und Quarzit, lichte, unregelmäßig körnige Sandsteine aus Quarz und Feldspat, ein bis wenige Meter mächtig, trennen in der Regel das Grundgebirge oder das Perm und Carbon von den Triasdolomiten. Ihre Beschaffenheit ist ziemlich variabel. Oft enthält sie Körner von Rosenquarz bis 1 cm Durchmesser, ferner Sericit, undulös auslöschende Quarzkörner, Feldspat, wenig Glimmer. Im Gegensatz zu den carbonischen Sandsteinen enthalten diese triasischen Arkosen meistens ziemlich viel Calcit. Hartmann hat im Gebiete der Dents de Morcles in weiter Ausbreitung im Arkosezement Fluorit entdeckt.

Diese Arkose hat eine weite Verbreitung. Wir kennen sie aus der Sedimenthülle des Aar-, Gotthard- und M. Blanc-M. Am mächtigsten scheint sie E des Lötschenpasses zu sein. Das Entscheidende gegen carbonisches oder permisches Alter, das ihr früher von manchen Geologen zugeschrieben worden war, liegt darin, daß sie sich stets tektonisch an den sekundären Sedimentmantel, nicht an die zentralmassivischen Gesteine oder das Carbon und Perm anschließt, während die letzteren meistens eine alte (prätriasische) Verwitterungsrinde aufweisen. Die Arkose ist als transgressive Auflagerung entstanden, als eine verschwemmte, ausgleichende Einebnung der alten verwitterten Festlandsoberfläche bei Gelegenheit der beginnenden Triastransgression. Ich halte sie mit A. Favre u. a. für den Quarziten gleichalterig, d. h. für Buntsandstein. Sie geht in die Triasquarzite über und diese liegen an der S-Seite der Dents de Morcles (M. Lugeon) diskordant auf Verrucano.

An Stelle der unregelmäßigen Arkosen kann auch ein Basiskonglomerat mit Geröllen von Grundgebirge treten (S Buet) oder die Arkosen gehen in helle Quarzite und Quarzitsandsteine über. Dieselben sind im autochthonen Gebiete wohl nie fehlend, aber meistens schwach entwickelt. In den helvetischen Decken kennt man sie auch; in den penninischen Zonen gewinnen sie als Quarzite große Mächtigkeit.

2. Violette und grüne Schiefer „schistes lie de vin" sind im Mantel des Aiguilles Rouges-M. und überhaupt in helvetischer Fazies ein häufiges Glied zwischen Arkose und Rauhwacke oder Rötidolomit. Sie erreichen nur selten 10 m Mächtigkeit. Es sind das wohl die Äquivalente der oberen bunten Tone des Buntsandsteines und der Sockelschichten des Rötidolomites. Rippelmarken sind auf den Schichtflächen häufig.

3. Dolomite und Rauhwacken, gelegentlich mit eingelagerten, in ihrer Ausdehnung beschränkten Linsen von Gips. Mächtigkeit bis 80 m. Die Rauhwacken (corgnieules) sind oft brecciös. Sie enthalten (von Savoyen bis über Greina und Albula) häufig Gerölle grüner kristalliner Schiefer. Der dichte Dolomit (Rötidolomit) enthält 10—26 % $MgCO_3$.

d) Jura.

Unser Gebiet schließt sich teils an dasjenige des Mt. Blanc-Randes, teils an das SW-Ende des Aar-M. an (Renevier, „Beiträge" Lfg. 16, 1890). Wir befinden uns hier aber in einer Region, wo rein autochthone Vorkommnisse, durch alte Erosion oder Abschürfung bis auf Relikte verschwunden, und das autochthone in parautochthone Lage verstoßen worden, oder gar überschobene Decken an Stelle des authochthonen Sedimentmantel des Massives getreten sind (S. 172 usw.). Wir dürfen uns hier, wo in Stratigraphie die Unterschiede sich vermindern und tektonisch alles sich einander genähert hat, das Bild des autochthonen Sedimentmantels nach Vorkommnissen aus parautochthonen und helvetischen Decken ergänzen.

Lias ist vorhanden, im unteren Teil mehr kalkig, sandig, brecciös (mit Triasdolomitbruchstücken), hie und da mit Silexkonkretionen. Im oberen Teil ist der Lias ein schwarzer Schiefer (Toarcien und ? Aalénien), im ganzen wieder viel schwächer als am W-Ende des Aar-M.

Der Dogger ist hauptsächlich durch braunsandige, bankige Kalke, oft mit großen Kieselkonkretionen vertreten, die in den Verwitterungsprofilen scharf zwischen den Liasschiefern und den Oxfordtonen hervortreten. Besondere Aufmerksamkeit verdient der Eisenoolith, der nach seinen Petrefakten von den einen ins Callovien, von den andern als Divésien an die Basis des Oxfordien gestellt wird.

Am bekanntesten ist das Eisenerz des Callovien (-Divésien) von Chamoson im Rhonetale. Der betriebene Tagebau wird schon 1814 erwähnt, ist aber seit 1858 verlassen. Der Oolith ist geschichtet, enthält 45 % Eisen. Ammoniten und Belemniten des Callovien und einige Oxfordfossilien sind darin gefunden worden. In Chamoson ist das Gestein stark stauungsmetamorph. Die Hauptmasse besteht aus einem grünen, dem Glauconit verwandten Eisentonerdesilikat, das von dieser Stelle 1820 durch Berthier den Namen Chamoisit oder Chamosit erhalten hat. Die Oolithkörner sind z. T. zu flachen Linsen gequetscht und die Masse von kleinen Magnetitoktaederchen durchsetzt. Wir haben es stratigraphisch, petrographisch und Dm mit einer Wiederholung des Eisenoolithes von der Windgälle zu tun. Die noch vorhandene Erzmenge wird auf $^1/_2$ Millionen Tonnen geschätzt. Die Fundstelle von Chamoson gehört schon in den Gewölbekern der Morcles-D.

Aber auch im autochthonen oder parautochthonen Mantel des M. tritt der Eisenoolith auf. Er ist gefunden im Kessel der Alp Fully bis über Arbignon und am E-Absturz der Kalkbergkette Sallière-Buet; er ist auch am NW-Fuß des Buet in Joux (Vallée de Sixt) ausgebeutet worden.

Malm. Das Oxfordien hat in seiner meist tonschieferigen oder mergeligen Entwicklung, vom Aar-M. weg bis hierher mächtig zugenommen. Es führt pyritifizierte Petrefakten wie im Juragebirge. Hie und da sind die Schiefer genügend kristallinisch umgeformt, um als Dachschiefer verwendet zu werden (Leytron, zur Morcles-D. gehörend). Die herrlichen Fundstellen mechanisch deformierter Petrefakten (Renevier an den Muveran usw.) liegen in der Morcles-D. Das Argovian scheint

durch Zunahme von Kalkbänken aus dem oberen Teil des Oxfordien hervorzugehen. Die stratigraphische Abgrenzung ist unsicher.

Sequanien und Kimmeridgien sind als typischer Quintnerkalk ausgebildet, bei Mex etwa 200 m mächtig. Auch hier erscheint der Hochgebirgskalk im Autochthonen und besonders im Parautochthonen und den helvetischen Decken des umgebenden Gebirges als der prägnante Felswände bildende, hellblaugrau anwitternde, inwendig dunkelblaugraue bis schwarze, geschichtete Kalkstein. Er baut hier die höchsten Gipfel und Gräte des nördlichen, freilich nicht mehr echt autochthonen Sedimentmantelrandes auf.

Portlandien ist als Zementsteinschichten entwickelt, bestehend aus ca. 200 m mächtigen, schwarzen Mergeln mit Kalklagen, ununterscheidbar von denjenigen am Walensee. Bisher wurden diese Schichten irrtümlicherweise zum Valangien gerechnet. In ihren oberen Lagen gehen sie nach N in einen grobspätigen, dunklen Echinodermenkalk über, der bei St. Maurice von der Rhone durchschnitten wird (Arnold Heim, Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich 1917).

### e) Kreide.

Die untere Kreide am N-Rand des Aiguilles-Rouges-M. ist nach Arnold Heim (1917) in ihrem unteren Teil ebenso genau gleich entwickelt wie in der Mürtschendecke der Ostschweiz. Bei St. Maurice ist sie in fast horizontal regelmäßig geschichteten Felswänden aufgeschlossen, bestehend aus:

1. Oehrlikalk, bei St. Maurice ca. 80 m, inwendig dunkel bis hellgrauer, teils oolithischer, teils dichter massiger Kalkstein mit Stylolithen.

2. Echinodermenkalk (Valangien s. str.) am Liegenden wie am Hangenden von scharfer Diskontinuitätsfuge begrenzt, 2,5—6 m, NW Collombey bis 9 m.

3. Hauterivien im unteren Teil als typischer Kieselkalk mit schwarzer Oberfläche ausgebildet. Nach oben stellen sich grünliche und rosafarbige Echinodermenkalke ein, die etwas an „Tschingelkalk" erinnern. Die Mächtigkeit ist im Vergleich zum Aar-M.-Mantel der Ostschweiz auffallend groß, wohl über 200 m, also so mächtig wie in der Ostschweiz in den oberen helvetischen Decken.

4. Schrattenkalk ist noch im autochthonen Fenster von Monthey erhalten. Er wird in einem großen Steinbruch für Kalkbrennerei ausgebeutet. Über die Ausbildung der Grenzschichten gegen das Hauterivien sind wir noch nicht unterrichtet.

5. Mittlere und obere Kreide fehlen im Autochthonen des Rhonetales.

### f) Tertiär.

1. Bohnerz, bei Monthey auf Schrattenkalk, geht auch ins parautochthone und helvetische Deckengebiet.

2. Flysch (Unteroligocän). Die autochthone untere Kreide des Rhonetales wird von Flysch transgressiv überlagert, derart, daß dieser gegen das Zentral-M. hin auf ältere Gesteine übergreift, Kreide und Jura schief abschneidend. Er besteht aus glimmersandigen Tonschiefern, die nach oben in grobkörnige kompakte Glimmersandsteine ähnlich dem Altdorfer Sandstein übergehen (Steinbrüche bei Mex).

3. Molasse. Bei Monthey und aufwärts in den unteren Teil des Val d'Illiez wird dieser Flyschsandstein normal von zähen, grünlichen, feinkörnigen Sandsteinen mit roten Mergeln, d. i. oligocäner Molasse überlagert, die von derjenigen am Alpenrand bei Vevey und Bouveret außer durch etwas stärkere Met. nicht zu unterscheiden ist (Bd. I S. 437/38). Das sind die jüngsten autochthonen Sedimente, die unter den gewaltigen Schubmassen der Préalpes hindurch am weitesten in das Innere der Alpen hineinreichen und dort ein tektonisches Fenster bilden. Es ist dies, soviel wir bis jetzt wissen, die einzige Stelle in der Schweiz, wo die Molasse in normaler Auflagerung auf Flysch sichtbar ist (Tafel XXI Profil 14).

### 3. Die Lagerung des Sedimentmantels am Rande des Aiguilles Rouges-Massives (Tafel XIII).

Außer den schon zitierten Werken von A. Favre, Renevier, Gerlach, Duparc und Mrazec sind hier noch zu nennen:

L. W. Collet, Etude géol. de la Chaîne Tour Saillière-Pic de Tanneverge, „Beiträge" n. F. 19. Lfg., 1904. Ferner: Les Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhone, Genève 1910.

M. Lugeon, Sur la tectonique de la nappe de Morcles et ses conséquences, Eclogae 1912 und Comptes rendus t. 155, 30. Nov. 1912. — Sur l'ampleur de la nappe de Morcles, Comptes rendus t. 158, 29. Juni 1914. — Sur l'entraînement des terrains autochthones en dessous de la nappe de Morcles, Comptes rendus t. 159, 13. Juli 1914.

Am S-Rande des M. liegt die Mulde von Chamonix, annähernd den M.-Gesteinen und dem denselben zuzurechnenden Carbon konkordant. Sie hat an vielen Stellen ziemlich symmetrischen Bau: Flanken aus triasischen Dolomiten, gegen innen Lias, Dogger, und den Kern aus Malm gebildet; hie und da ist die Symmetrie unvollkommen. Die Schichten fallen steil gegen SE unter das Mt. Blanc-M. ein und sind am N-Rand mit steilem SE-Fall dem Aiguilles Rouges-M. angelagert. Die Mulde selbst ist also isoklinal oder schwach fächerförmig gegen die Tiefe erweitert. Die Beobachtung ist durch die jungen Schuttbildungen sehr gehindert. Die Fazies der mesozoischen Sedimente der Chamonixmulde ist aber noch keineswegs penninisch, sondern helvetisch. Genaue stratigraphische Untersuchung der Profile vom Col de Balme und Col de la Forclaz, ebenso wie eine genauere Deutung der kalkigen Sedimente von Martigny scheinen noch nie versucht worden zu sein. Nach den Erscheinungen im SW zwischen Mt. Joly und Col du Bonhomme ist es wahrscheinlich, daß die Chamonixmulde nicht einfach ist, und daß sie auch noch, wo sie das Rhonetal erreicht, ein isoklinal gepreßtes, kompliziertes Schuppensystem bedeutet. Da sie am Col de la Forclaz und bei Bâtiaz-Martigny Gesteinsplatten enthält, die dem Marmor von Saillon sehr ähnlich sind, so ist es wohl möglich, daß auch noch hoch Dm Kreideschichten in der Synklinale von Chamonix enthalten sind, wie auch ähnliche Gesteine am E-Abhang des Catogne und über Saxon nicht fehlen. Vielleicht deuten erdige Kohlennester sogar einen Eocänkern an (Lugeon).

Die Lagerung des Sedimentmantels am N-Rande des M. der Aiguilles Rouges entspricht im allgemeinen dem N-Rand des Aar-M. Die M.-Gesteine stehen annähernd senkrecht; die Gesteine des mesozoischen Sedimentmantels liegen diskordant darauf. Der Gipfel der Aiguilles Rouges ist ein altklassisches Beispiel dieser dis-

kordanten Auflagerung. Dolomieu war 1798 der Erste, der sie beobachtet und als diskordante Auflagerung nach Dislokation der Unterlage gedeutet hatte. Necker fand 1849 unabhängig von Dolmieu diese Erscheinung. A. Favre erkletterte 1847 den Gipfel und notierte ein Profil von oben nach unten (abgekürzt zusammengezogen):

6. 34 m jurassische Kalksteine und Schiefer mit Belemniten, Ammoniten und Echinodermen (wahrscheinlich alles Dogger).

5. 4,5 m Tonschiefer und Kalk, wahrscheinlich Infralias.

4. Einige Meter Rauchwacke.

3. 5 m rote und grüne Schiefer.

2. 4 m Arkosesandstein, sericitisch und mit Körnern von Rosenquarz, die unebene Unterlage ausgleichend.

1. Kristalline Schiefer in senkrechter Stellung, Platten kristallinischen Kalkes einschließend.

Nach der Beschreibung scheint die sedimentäre Serie hier in ungestörter Transgression dem hercynisch aufgerichteten M. aufgelagert zu sein (Tafel XIII, Profil 2).

A. Favre hat diesem wunderbaren reliktischen Gebilde, das wie die durchlöcherte Mauer einer Ruine den Gipfel krönt, in seinem Atlas mit Recht eine Anzahl von Abbildungen gewidmet. Vor einem halben Jahrhundert, da man die Bedeutung der Denudation noch viel zu gering schätzte und die M. als durch eine klaffende Lücke in den Sedimenten aufgequollen sich dachte, war die isolierte Sedimentkappe dort oben zugleich ein sehr auffallender Beweis dafür, daß die Sedimente einst das ganze M. bedeckt hatten. Der Gipfel der Aiguilles Rouges ist etwa dem Spannort im Aar-M. zu vergleichen.

Am Buet und an den Tours Saillière fallen die mesozoischen Sedimente in liegenden, zickzackförmig zusammengefalteten oder geschuppten Paketen vom M. gegen NW ab, wie an Blümlisalp und Doldenhorn. Es scheint, daß auch hier der wirkliche autochthone Sedimentmantel größtenteils aberodiert oder abgeschürft ist und daß die Sedimentmasse, die seinen Rücken und seinen N-Abfall bedeckt, von parautochthoner Deckennatur, d. h. vom mittleren oder gar südlichen Teil des M. herübergeschoben ist. Zu voller Gewißheit wird diese Auffassung für Dents du Midi und Dents de Morcles.

Das Rhonequertal hat ein wundervolles Profil sowohl durch das nördliche Deckengebirge wie durch das M. der Aiguilles Rouges geschnitten, das uns den Bau des M. samt seinem ganzen Sedimentmantel auf 2750 m Höhe offen legt (Tafel XXI Profil 13 u. 14). Es gibt meines Wissens kein zweites von dieser Bedeutung.

Schon viele Geologen haben diesem Querschnitte Geheimnisse alpiner Tektonik abzulesen versucht, am fruchtbarsten E. Renevier und M. Lugeon.

In den letzten Jahren hat Lugeon im Auftrage der Schweizer. Geologischen Kommission die Gebirgsgruppe der Dents de Morcles neu kartiert und bereits Reneviers Resultate wesentlich erweitert und verbessert. Eine fertige Dartstellung dieses Forschers liegt noch nicht vor, wohl aber lassen uns schon die oben zitierten vorläufigen Publikationen das Wesentliche erkennen.

Zwischen die zwei hercynischen M.-Teile: Aiguilles Rouges als Haupt-M., Les Arpilles als südlicher Teil, ist eine tiefe, nach oben sich erweiternde hercynische

Carbonmulde mit Permkern eingelagert. Die beiden M.-Rücken mitsamt der zwischenliegenden Mulde sind oben alt abgewittert und zusammenhängend mit Trias (wenige Meter Arkose, bunte Schiefer und Rauhwacke mit Rötidolomit) überkleidet. Am N.-Fuße des Massives liegt normal die autochthon-helvetische Reihe des Mesozoikums an; allein in einer Höhe von ca. 2000 m ist dieselbe abgeschnitten, ganz ebenso wie am Dolden- und Balmhorn und an den Dents du Midi. Inwieweit dieses Abschneiden mehr bloß die in diesem Gebiete bis durch den Jura hinab verstärkte, überall sonst am N-Rand des Aar-M. konstatierte, alteocäne Abrasion mit nachheriger Transgression des Mitteleocäns (Priabonien) ist (Arnold Heim), oder ob es vorwiegend durch ein mechanisches Abschürfen des autochthonen Mesozoikum durch die Überschiebung der Morclesdecke entstanden ist (M. Lugeon), bleibt noch unentschieden. Die Differenz gegenüber dem E-Ende des Aar-M., wo der autochthone Sedimentmantel bis und mit Eocän unter den helvetischen Decken erhalten geblieben ist, bleibt bemerkenswert.

Auf dem Scheitel des zweiteiligen M. folgt über dem autochthonen Triasdolomit eine Überschiebungsfläche, die vom SE-Fuß bei Saillon hinter dem Kessel der Montagne de Fully über Arbignon und Morcles und bis über das nördlich anliegende autochthone Sediment hinaus zu verfolgen ist. Über der Rutschfläche liegt die Morclesdecke. Aus dem Rhonetal bei Saillon bis an die W-Seite des Grand Chavalard steigt sie mit mächtigem, verkehrtem Mittelschenkel auf. Am S-Abfall des Grand Chavalard lagern den autochthonen Triasdolomiten in verkehrter Folge von unten nach oben auf: 10 m Aptien, 2 m Urgonien, 3 m Hauterivien, 30 m Valangien, dann etwa 500 m Malm und Dogger, letzterer den Gipfel des Grand Chavalard bildend. Die unteren Schichten des verkehrten Mittelschenkels sind stark Dm gegeworden, umsomehr, je tiefer man ihnen entlang in das Rhonetal absteigt. Die Aptien-Orbitulinenschichten sind es, die mehr und mehr lochseitenkalkartig schlierig verwalzt und umkristallisiert sind und direkt in den Marmor von Saillon übergehen, wie Lugeon, Schritt für Schritt verfolgend, erkannt hat. Die verkehrte Schichtfolge, unter vielfachen kleinen sekundären Fältelungen, steigt dann nördlich an, und dieser Mittelschenkel der Morcles-Decke bildet in seinen verkehrten Kreideschichten die Dents de Morcles selbst. Der autochthone Sedimentmantel, der am N-Rand des Aiguilles Rouges-M. unter dem Niveau von 2000 m von Morcles bis Bex und Collombey noch vorhanden ist, fehlt mit Ausnahme der Trias auf der Höhe des M.-Rückens und an dessen ganzer S-Flanke bis hinab unter den Talboden der Rhone bei Saillon!

Noch viele Komplikationen erschweren das Verständnis. Über Arbignon ist eine Vertiefung in der Oberfläche der Carbonsynklinale vorhanden, die zunächst mit Triasdolomit überzogen und dann flach ausgefüllt wird mit Fetzen der autochthonen Schichtfolge und mit schuppenförmigen Wiederholungen derselben (Trias, Lias, Dogger, Eisenoolith, Malm), welche in dieser alten Vertiefung von der eocänen Abrasion oder der alpinen Abscherung verschont geblieben sind.

Im Hintergrund der Montagne de Fully stellt sich, über den verschürften autochthonen Schuppen und unter der verkehrten Kreidefolge, in der Verlängerung der Überschiebungsfläche, die von Saillon her zwischen Trias und verkehrter Kreide aufgestiegen ist, das Eocän ein. Die liegende Eocänmulde wird unter den Gipfeln

der Dents de Morcles bis 850 m hoch und trennt den sehr reduzierten autochthonen Sedimentmantel von der Morcles-Decke.

Als einst Renevier mich durch dies Eocän hinaufführte, beobachteten wir darin sonderbare arkosenartige und brecciöse Bänke, die wir ohne Zögern für eocänen Sandstein nahmen. Nun aber fand Lugeon durch genauere Prüfung, daß es sich um eine mylonitisierte Platte von kristallinen Silikatgesteinen handelt! Er gibt von 2200 bis 2300 m Höhe oberhalb Riondaz von oben nach unten folgendes Profil:

1. Nummulitenkalk und Breccie, 2. Mylonit, 30 m, aus Gneisen und Apliten gebildet, 3. Breccie aus kristallinen Trümmern, Tonschiefer mit Breccienbänken 2—5 m, 4. schwarzer, wahrscheinlich mesozoischer Kalk, 1—3 m, darunter Flysch.

Die kristallinen Gesteine sind stark laminiert. Hie und da setzen sie beinahe aus, eine Linsenkette bildend. Sie gleichen am meisten den Gesteinen vom N-Rand des Mt. Blanc-M. von welchen sie abgerissen und auf 7 km verschleppt sein müssen. Lugeon hat den M. Blanc-Mylonit dann vom Hintergrund der Montagne de Fully im S, wo er im Eocänen einsetzt, auf über 3 km Erstreckung bis oberhalb Haut de Morcles im N verfolgt. Er erinnert an ähnliche Erscheinungen, die Bertrand und Ritter am W-Ende des Mt. Blanc-M. am Mont Joly, und die Lugeon selbst („Beiträge" n. F. Lfg. 30, 1914, Tafel VII, Prof. 8 usw.) am W-Ende des Aar-M. beobachtet hat.

Die Mylonitplatte unter den Dents de Morcles beweist nach Lugeon, daß die Mulde der Morcles-Decke die Öffnung der Chamonixmulde ist. Ich bin versucht noch weiter zu gehen und zu sagen: nur das Eocän unter der Mylonitplatte entspricht dem Muldenkern der Chamonixmulde, der Mylonit dem gegen NE zugespitzten laminierten Mt. Blanc-M., wie wir es zwischen Charra und Saxon auskeilend finden; das Eocän über dem Mylonitband wäre dann die geöffnete Mulde des Val Ferrex, aus deren Zone z. T. die Wurzeln der helvetischen Decken hervorgehen. Der zentralmassivische Mylonit kann nicht wohl mitten in eine Mulde hinein ausgestreckt worden sein, sondern bedeutet eher eine laminierte Antiklinalzone. Chamonix- und Ferrexmulde treten hier zusammen, nur die Mylonitplatte mit etwas Malmkalk ist als trennende Antiklinalspur dazwischen geblieben.

Entspricht aber im Sinne von Lugeon die ganze liegende Eocänmulde unter den Dents de Morcles der geöffneten Chamonixmulde, so wären dann folgende zwei Fragen naheliegend: ist der Mylonit darin nur eine einzelne Schuppe innerhalb der Chamonixmulde, die in dieselbe eingeschürft ist, oder stammt er von einer über die Dents de Morcles nördlich hinausragenden und von N nach S darunter hineingewickelten massivischen Schuppe.

François de Loys (Eclogae vol. XIV, 1916, S. 36) hat den granitischen Mylonit auch an der N-Seite der Dents du Midi, L. W. Collet (mündl. Mitt.) auch am steilen S-Abfall der Tour Saillière in ganz entsprechender Lage gefunden. In der letzteren Zone sind Triastrümmer in den kristallinen Mylonit eingeknetet. Daraus geht hervor, daß, falls es sich nicht um Einwicklung oben herum handelt, auch hier wie an den völlig symmetrischen Dents de Morcles eine Überschiebung zwischen der Morcles-Decke und dem M. der Aiguilles Rouges von der S-Flanke der Chamonixmulde über das Massiv gereicht haben muß.

Der nördliche Sedimentmantelrand des Aiguilles Rouges-M. ist also mit Ausnahme der Trias sicher nicht dem M. hier angewachsenes, gefaltetes Mesozoikum, sondern ein später durch Erosion über dem M. von seiner Wurzel abgetrennter Streifen der weiter aus S herübergeschlagenen Manteldecke.

Rasch sinkt der kristalline M.-Rücken im Streichen gegen ENE ab. Er wird von der Morcles-Decke überbrandet und verhüllt, und bald setzen noch höhere helvetische Decken ein, obschon im ganzen die Gipfelhöhen der Berge unverändert bleiben. Während der nördliche Rücken des M. weiter gegen NE fortan in der Tiefe bleibt, erhebt sich die Arpille-Zone wieder in der nördlichen Granit- und Gneiszone des Aar-M. als ihrem anscheinenden Äquivalent. Das Mt. Blanc-M. ersteht wieder im übrigen Hauptteil des Aar-M. Damit drängt sich wieder die Vermutung der zonalen Äquivalenz auf: Chamonixmulde—oberer Jungfraukeil—Ferrigermulde—Windgällenmulde. Eine ganz ins Einzelne sich vertiefende Forschung und eine ganz eingehende geologische Kartierung in möglichst großem Maßstab wird auch hier das bedeutendste Mittel zur Vertiefung unserer Einsicht sein.

So viel aber ist schon heute zu erkennen: Auch an ihren NE-Enden sind Mt. Blanc- und Aiguilles Rouges-M. mit den Sedimentdecken zusammengefaltet und werden durch Sedimentfalten von nach N überliegendem Deckenbau in ihrer Fortsetzung abgelöst. Sie sind nicht Zonen der Dilatation, sondern des Zusammenschubes.

Der gewaltige Rhonedurchschnitt hat uns noch eine weitere Besonderheit entblößt. Überall am N-Rande des Aar-M. sinken die autochthonen Sedimente scharf gefältelt unter die Talböden hinab. In den Talgründen tauchen etwa noch schief nach N übergelegte Flyschfalten auf, die wir als Anzeichen für entsprechende unterliegende Falten des autochthonen Mesozoikums halten. Anders im Rhonedurchschnitt: Nach steilem Abfall am N-Rand des M. biegen die autochthonen Jura- und Kreidesedimente zu sehr flachem N-Fall um. Sie sinken nördlich St. Maurice unter den Talboden und steigen bei Monthey in einem flachen Gewölbe nochmals auf. Diese flache autochthone Sedimentwelle reicht bis 12 km weit sichtbar über den M.-Rand hinaus, als ein Stück autochthonen Vorlandes der Alpen. Es enthält bei Monthey die volle normale Schichtreihe bis in die Molasse.

Anmerkung: Bd. I S. 438 Zeile 15 von oben steht irrtümlich 30 – 35, statt 13—18 km.

Im M. der Aiguilles Rouges spielt das Carbon z. T. mit dem Perm eine viel größere Rolle als in den andern schweizerischen autochthonen M. Vom SW-Ende weg teilt es sich in einen NW-Randstreifen, der bald unter dem mesozoischen Sedimentmantel verschwindet und in einen E-Randstreifen, der am W-Rande des Tales von Chamonix verläuft, die Abtrennung der Arpilles überdeckt und nachher in fast senkrechter Lage als 800—1300 m breite Zone über Finhaut-Salvan als eine symmetrisch gebaute Synklinale zum Rhonetal streicht, das M. auf seiner Mittellinie spaltend. Daß die Carbonzone zwischen Aiguilles Rouges-Hauptstamm und Arpille wirklich eine Mulde ist, wird an der östlichen Seite des großartigen Rhonetaldurchschnittes (Tafel XII und XXI, Profil 13) wundervoll klar sichtbar. Die Muldenumbiegung ist bloßgelegt, die Mulde wird nach oben rasch breiter, indem ihre Flügel sich in einem Winkel von ca. 50° öffnen. Darin liegen Perm und oben auf mesozoische Sedimente, letztere stark verfältelt und verschuppt, aber im ganzen alles

Prätriasische diskordant überbrückend, ohne in die 1800 m tief zwischen die beiden M.-Gabelzweige hinabtauchende Mulde hineinzutreten. Beide Carbonschenkel schneiden unter der Trias diskordant ab, welch letztere selbst alles zusammen, die antiklinalen kristallinen M.-Rücken wie die zwischenliegende Carbon-Perm-Mulde, mit einem Gewölbe überdeckt. Meistens, wo die mesozoischen Sedimente flach liegen, stehen darunter steil diskordant kristalline Schiefer oder Carbon. Da, wo die mesozoischen Sedimente steil eingefaltet sind, herrscht meistens Konkordanz. Deutlicher als anderswo tritt uns hier die allgemeine Erscheinung entgegen, daß die in die Zentral-M. eingefalteten hercynischen Carbonmulden einerseits und die ebenso tief eingefalteten mesozoischen Mulden oder Keile der alpinen Faltung andererseits meistens unabhängig voneinander sind und sogar im Streichen voneinander abweichen können. Der Winkel zwischen der Carbonmulde von Salvan und der mesozoischen Steilzone Trient-Martigny beträgt im Mittel 10°.

A. Favre, Ch. Lory, Kilian, Termier, Renevier, Ritter, Joh. Meyer und P. Hartmann usw. haben beobachtet, daß im Gebiete der Aiguilles Rouges aber auch das Carbon viel häufiger als im Mt. Blanc-M. seinerseits schon diskordant auf den kristallinen Schiefern liegt. Solche kaledonische Diskordanz ist zu beobachten am W-Abhang der Dents de Morcles (Tafel XXI), an der Montagne de Pormenaz, Montagne d'Ontray, Straße von Hauteluce, Flumet-Ugines usw. (vergl. hierüber die Zusammenstellung in B. G. Escher, Diss. 1911, Zürich und Amsterdam). An einigen Stellen ist die kristalline Unterlage des Carbons lateritisiert. Die Diskordanz wird, wenn sie nicht stark ist, bei scharfer Klemmung in Synklinalen leicht zur Dislokationskonkordanz.

Kein Eruptivgang, weder Granit noch Aplit noch Porphyr tritt in das Carbon hinein. Das Carbon ist nirgends Cm, wohl aber enthält es Gerölle der umstehenden Cm kristallinen Schiefer und der Intrusivgesteine. Gerölle aus großer Ferne oder von unbekannter Herkunft sind darin nie gefunden worden; es sind die Gerölle der nächsten Unterlage (Basalkonglomerate). Die kristallinen Schiefer, die darauffolgende Intrusion von Eruptiva, die regionale und contactliche Met. der kristallinen Schiefer und ihrer Kalklinsen, sowie etwelche Faltung aller dieser Gesteine ist also älter als Carbon.

Sehr prägnant ist trotz dieser alten kaledonisch diskordanten Auflagerung des Carbons seine im ganzen zentralmassivische Stellung und ferner seine hercynisch-diskordante Überlagerung durch den mesozoischen Sedimentmantel. Das ist zum großen Teil die Folge einer Faltung am Schluß der Carbon- oder in der Permzeit.

Der Hauptstamm des M. der Aiguilles Rouges und das M. der Arpilles waren als zwei verschiedene M. oder Gewölbe am Schluß der Carbonzeit entstanden; bei der alpinen Faltung aber bewegten sie sich als nur ein Massiv. Die Eruptiva mögen kaledonisch aktiv gewesen sein, hercynisch und alpin (tertiär) sind sie passiv geblieben. Das kaledonische und hercynische Gebirge waren zu Beginn der Triaszeit schon ganz abgetragen, und ihr Rumpf versank unter Meer. Schicht um Schicht lagerte sich der mesozoische Sedimentmantel darüber, und die jungtertiäre Alpenfaltung erst hebt die kristallinen Rumpfnarben aus der

viele Millionen Jahre langen Versunkenheit herauf. Jetzt erst setzt wieder, viel schärfer als früher, die Horizontaldislokation ein, jetzt erst entsteht die tiefe konkordante Einklemmung der Mulde von Chamonix, die mächtige Aufpressung der kristallinen Gesteine zum Massiv und damit in wechselnden Phasen zugleich die Überbrandung mit Deckenschüben und die Anffaltung des Sedimentmantels der Massive darunter. Damit haben die hercynischen Narben die alpintertiäre isoklinal pressende und metamorphosierende Quetschung ertragen müssen, gerade so wie die mitgefalteten Sedimente.

Alle Geologen, die das Gebiet untersucht haben, stimmen in ihren Angaben und in ihren Schlüssen überein: Es gibt vielfach deutliche Diskordanz zwischen kristallinen Schiefern und Carbon und vielfach starke Diskordanz der kristallinen Schiefer, einschließlich Carbon, unter den mesozoischen Sedimenten. Das Carbon hält sich in seiner Stellung meistens zu den älteren, selten zu den jüngeren Gesteinen. Die eruptiven Intrusionen und CM sind hier älter als Carbon. Es folgten aufeinander eine präcarbonische („kaledonische"), eine postcarbonisch-prätriasische („hercynische") und eine tertiäre („alpine") Faltung. Die ersten beiden sind nur als alte Narben erhalten, die letztere ist von den dreien weitaus die gewaltigste gewesen; sie allein hat das jetzige Gebirge geschaffen. Die kaledonische und hercynische Diskordanz gehören nur der Zone der autochthonen Zentral-M. und besonders ihrem N-Rande an; sie verschwinden gegen die Innenseite der Alpen. An ihre Stelle tritt dort vollständige Konkordanz von den ältesten Gneisen bis ins Eocän.

## V. Zusammenfassung über die Erscheinungen der autochthonen Zentralmassive.

Die autochthonen Zentral-M. bilden einen gewaltigen Bogen: Mercantour am SW-Ende der Alpen, dann Pelvoux mit Grandes Rousses, Belledonne, Mt. Blanc mit Aiguilles Rouges und Mt. Chétif, Aar- und Gotthard-M. Die gemeinsamen Züge in den autochthonen M. der Schweiz sind folgende:

Die autochthonen M. sind linsenförmige Massen altkristalliner Silikatgesteine. Die Achse der Linsen, ihre zonale Gesteinsanordnung, Schichtung und Schieferung streichen wie die Längsachse der Alpen, und die Schieferung steht steil vorherrschend gegen SE fallend, hie und da zu Fächerstellung gewendet. Ein klarer großer Faltenbau mit sichtbaren Umbiegungen ist nicht vorhanden; nur kleinere gepreßte Falten sind öfter zu sehen. Die Schieferung übertönt die faltige Zerknitterung.

Der Gesteinsbestand ist folgender:

1. Präcarbonische Sedimente mit alter RM und CM, z. T. auch hercynischer DM, Paraschiefer wechselreicher Art, „alte kristalline Schiefer", Grundgebirge.

2. Erstarrungsgesteine, besonders saure Intrusiva (Granite, Orthogneise, Syenite, Aplite, Granulite, Porphyre) mit bald intrusivem, bald ebenem Contact an den Paraschiefern und Cm-Einschlüssen präcarbonischer Gesteinsschollen. In geringerem Volumen basische Intrusiva (Diorite) und saure und basische Gänge.

3. Carbon und im Aiguilles Rouges-M. noch Perm, Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer, zentralmassivisch steil gestellt, ohne Intrusiva und ohne CM im W, mit Porphyren und Contacterscheinungen im E.

Alle Intrusiva der Zentral-M. sind prätriasisch. Sie bilden Gerölle im Carbon. Kein Gang, keine CM greift von den Massivgesteinen in den mesozoischen Sediment-

mantel hinaus. Die Trias tritt von N her durchweg in Transgression mit Arkosen an den Körper der Zentral-M. heran und bedeckt dessen Verwitterungsrinde.

Der Sedimentmantel der Zentral-M. ist vorwiegend helvetisch-autochthoner Ausbildung bis an das Gotthard-M. Dort stellen sich penninische Anklänge ein, und am S-Rande des Gotthard-M. und des Mt. Chétif lagern sich die rein penninischen Sedimente vorherrschend mit Trias-Paralleltransgression an die steile Schieferung der M. an.

Von der untertriasischen Transgression bis ins Miocän hinauf findet man keine eigentliche Dislokationsdiskordanz mehr. Soweit nicht lokaler Gesteinswechsel störte, ist die Faltung und Schuppung durch den ganzen Schichtenkomplex des Sedimentmantels harmonisch erfolgt, also alpinjungtertiär, während die diskordante Unterlagerung der prätriasischen Gesteine meistens ein Erbteil hercynischer Faltung ist.

Daß das Zentral-M. selbst seine heutige Gestalt erst durch starken tertiären Zusammenschub erhalten hat, folgt aus den Tatsachen: Tiefe Einfaltungen des Sedimentmantels; starke Faltung, also starker Zusammenschub der Sedimentbrücken; Überfaltung der mesozoischen und alttertiären Gesteine längs der Zentral-M.-Ränder, starke Faltungen des Sedimentmantels in den streichenden Fortsetzungen der Zentral-M.-Zone zwischen begleitenden Randzonen von unverändertem Streichen; Einschleppen mylonitisierter Lamellen von Zentralmassivgesteinen in den Sedimentmantel. Das Zusammenschieben, tiefe Einschachteln, Einschürfen und Einschlucken der Falten des mesozoisch-alttertiären Sedimentmantels kann nicht aus hercynischer Zeit übernommen sein. Die Zentral-M.-Tektonik im mittleren Teil des M. kann aber auch nicht wesentlich älter sein als an den zonal fortsetzenden Enden. Der Zusammenschub des unterliegenden M. muß zeitlich mit demjenigen seines Sedimentmantels zusammenfallen. Das M. muß durch die tertiäre Faltung noch wenigstens auf die Hälfte seiner hercynischen Breite zusammengepreßt worden sein. Nur die Vorbereitung ist hercynischen Alters. Strichweise ist die diskordante Auflagerung des Mesozoikums durch hercynische Vorgänge bestimmt oder vorbereitet und begonnen worden. Ein Teil davon kann aber auch Dislokationsdiskordanz sein, entstanden durch Aufrichten der steil isoklinal sich pressenden Falten der kristallinen Schiefer unter der anders ausweichenden Sedimentdecke, und ein Teil der Diskordanz beruht auf dem Unterschied von Druckschieferung im Zentral-M. und Schichtung im Sedimentmantel.

So wie die gefalteten Sedimente sind auch alle Gesteine der Zentral-M. von alpiner DM durchsetzt. Sie waren also alle schon vorher während langen Perioden vorhanden und verfestigt. Sie sind alpin geschiefert, kataklastisch, sericitisiert, epidotisiert, chloritisiert usw. durch die ganzen Massen hindurch. Gänge sind gefaltet und geschiefert. Die Gleichförmigkeit und Harmonie aller dieser Dm-Erscheinungen durch die Zentral-M. und den ganzen Sedimentmantel hindurch beweist, daß ein großer Teil derselben auch im Zentral-M. alpin-tertiär entstanden ist, z. T. in Verstärkung schon älterer Metamorphosen.

Aus allen diesen Erscheinungen geht hervor, daß die jetzige Lagerung ganz durch den alpinen Tertiärschub zustande gekommen ist, der die Gestalt und Höhe der Zentral-M. und ihre Verfaltung mit den postpaläozoischen Sedimenten erzeugt

hat, während diese Dislokationsformen allerdings durch die Reste älterer Gebirgsstrukturen beeinflußt worden sind.

Aus verschiedenen Gründen ist es wahrscheinlich, daß die helvetischen und lepontinischen Decken über die Zone der autochthonen M. fluteten, als diese M. noch tiefer lagen, und daß die Aufstauung der M. zu ihrer endgültigen Höhe erst den letzten Phasen der Alpenstauung angehört.

Während der Alpenfaltung haben in der Zone der autochthonen Zentral-M. keine Intrusionen von Erstarrungsgesteinen mehr stattgefunden. Die Zentral-M. sind also trotz ihrer Intrusiva nur passiv wie die Sedimente emporgestaut worden. Die vielfach verbreitete Annahme eines ursächlichen Zusammenhanges zwischen Faltung und Intrusion bestätigt sich für die Alpen nicht.

Nicht nur untereinander weisen die autochthonen Zentral-M. Gesteinsverwandtschaften verschiedener Grade auf. 1890 wies Michel Lévy auf Ähnlichkeiten des Mt. Blanc-M. mit dem Zentralplateau von Frankreich hin, und die Ähnlichkeit der nördlichen Zone des Aar-M. mit Schwarzwaldgesteinen ist schon vielfach betont worden. Etwas zu weit geht vielleicht Kilian, wenn er alle diese M. für Bruchstücke eines variszisch gefalteten Vorlandes nimmt. Die Aaregranite sollen den variszischen Graniten des Erzgebirges und Harzes entsprechen, die ebenfalls transgressiv von oberem Carbon bedeckt werden. Sei dem wie ihm wolle: erst die alpine Dislokation hat diese Gebirgsteile zum Zentral-M. aufgestoßen.

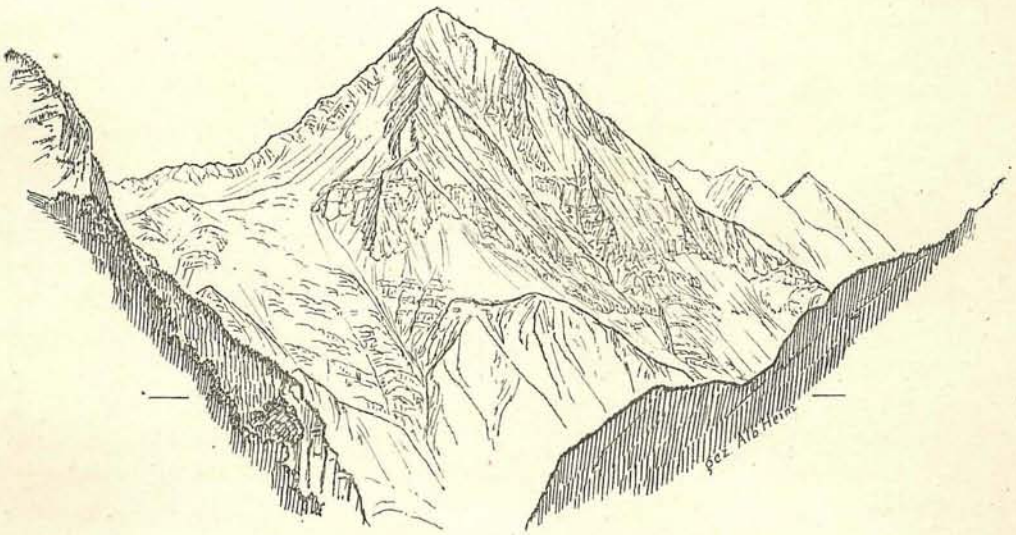


Fig. 64. Der Bristenstock 3074 m gesehen von Flüelen als Typus einer zentralmassivischen Pyramide.

Der Ähnlichkeit in der geologischen Geschichte der autochthonen Zentral-M. entsprechen auch Ähnlichkeiten in der Oberflächengestaltung, besonders der Grat- und Gipfel-Kleinformen. Bei allen erscheint im Landschaftsbilde am auffallendsten die steile, durchgreifende, mehr oder weniger intensive alpine Druckschieferung

im Streichen des Massivkörpers. Sodann durchsetzen sehr oft Schwärme annähernd vertikaler Querklüfte in Abständen von $^1/_2$ bis mehreren oder auch vielen Metern die Massive. Es sind dies wahrscheinlich die Druckklüfte des alpinen Schubes. Die Kombination der Schieferung mit den Querklüften führt in den hohen Regionen bei Quer- wie Längskämmen zur Bildung der gezähnten Gräte (Cresta, Aiguilles, „Gendarmenbildung"). Als eine dritte viel unregelmäßigere Trennungsart erscheint eine flache Absonderung in Bänke, welche, Längsschieferung und Querklüftung durchschneidend, von wechselnder Neigung, in Talgründen oft sehr flach, an Gehängen oft im Sinne der Gehänge aber flacher fallend liegt. Wahrscheinlich handelt es sich hierin um die Folgen der Druckentspannung durch die Denudation, wie zuerst Narutowicz vermutet hat. Viertens gibt es noch unregelmäßige Klüftungen verschiedenen Ursprunges. Die Unterschiede in der mineralischen Verkleidung der verschiedenen Ablosungsflächen, genau verfolgt, dürften zu wichtigen Schlüssen führen. Die Verwitterung modelliert nun die Oberfläche in den Kleinformen schälend nach diesen vier Richtungen, von denen die erste durch die ganze Gesteinsmasse hindurch entwickelt ist, die anderen nur einzelne Ablosungsfugen bedeuten, die das Gefüge des dazwischenliegenden Gesteines kaum beeinflussen.

# D. Das helvetische Deckengebirge.

Verfaßt von Arnold Heim.

## I. Übersicht.

### a) Die helvetische Fazies.

Helvetisch nennt man die nördliche Kalkzone der Schweizeralpen, die Préalpes romandes ausgenommen. Sie ist stratigraphisch charakterisiert durch die helvetische Fazies (Ausbildungsart) ihrer Sedimente, die über dem autochthonen Aarmassiv und von dort nach S abgelagert und später nach N über den alten Massivrumpf hinweg bis an und über die Molasse hinausgeschoben worden sind. Im Vergleich zu der fremdartigen Schichtfolge der sogenannten „Klippen" und der Freiburgeralpen (Préalpes médianes) ist die helvetische Fazies die einheimische.

In der helvetischen Fazies sind die Sedimente von Perm, Trias, Jura, Kreide und Eocän fast lückenlos vertreten. Gegenüber allen andern alpinen Faziesbezirken ist bezeichnend die Ausbildung von Jura, Kreide und Eocän, insbesondere die Kalke des Kreidesystems und deren Gliederung, mit Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk eines Säntis, Pilatus, Wildhorn usw., sowie die Nummulitengesteine. Offenbar steht das autochthone Mesozoikum unter der Molasse hindurch mit demjenigen des Juragebirges in Verbindung. Dementsprechend finden wir auch längs des Aarmassivs, wenngleich mit manchen Abänderungen, die vom Juragebiet bekannte Gliederung wieder. Dies gilt besonders für das Kreidesystem: die Kalke des Valangien, den Schrattenkalk als Urgon, den Gault mit entsprechenden Faunen und Unterabteilungen.

Innerhalb der helvetischen Zone begegnen wir mannigfachen, vorwiegend gesetzmäßig verlaufenden Faziesveränderungen. Diese vollziehen sich am raschesten von N nach S quer zu den Gebirgsketten, am langsamsten diesen parallel. Dieses Gesetz bleibt auch dann noch bestehen, wenn wir uns die Falten und Überschiebungen ausgeglättet und auf ihren ursprünglichen Sedimentationsraum zurückversetzt denken. Daraus geht hervor, daß die Sedimentation schon im Mesozoikum sich nach Zonen ungefähr parallel unserm jetzigen Alpenrand vollzog.

Gehen wir vom Aar-M. aus im abgewickelten und zurückversetzt gedachten Deckengebirge nach S, so weicht die Fazies immer mehr von der jurassischen ab: Die an Schalen von Echinodermen, Mollusken, Korallen und schwerschaligen Benthosforaminiferen reichen Kalksteine der unteren Kreide machen schlammigen Absätzen mit Cephalopoden Platz, und die Austernkolonien verschwinden. Aus den flachseeischen neritischen Bildungen gehen mit allen Übergängen die tiefseeischen, bathyalen hervor, die sich ohne Kenntnis der horizontalen Übergänge mit denjenigen des Juragebirges nicht mehr vergleichen ließen und sich viel stärker von denen der Aar-M.-Hülle unterscheiden, als diese letzteren von den jurassischen.

Die jetzige Breite der helvetischen Schweizeralpen vom Vorderrhein bis zur Molasse beträgt 45 km. Im SW (Val Ferrex bis Voirons) erreicht sie sogar 70 km, was aber die Folge passiver Verschleppung durch die Schubmasse der Préalpes médianes ist. Die ursprüngliche Breite der helvetischen Zone wurde in der Ostschweiz durch Abwicklung zu 70 km bestimmt (S. 50 u. 51).

Zu einer verständlichen Übersicht in der Veränderung und Verteilung der Fazies kann man nur gelangen, wenn man sich die Sedimente in ihren ursprünglichen Ablagerungsraum vor der Faltung und Deckenbewegung zurückversetzt denkt. Unsere nachstehenden Betrachtungen über die Faziesveränderungen beziehen sich daher auf das abgewickelt und rückversetzt gedachte Faltenwerk. Nur so gelangt man aus der in seiner jetzigen tektonischen Lage chaotischen Faziesverteilung zu einer natürlichen Ordnung.

Innerhalb der abgewickelten helvetischen Zone können wir in der Ostschweiz 3 Faziestypen oder -Unterzonen herausgreifen; eine nördliche, eine mittlere und eine südliche helvetische Fazies, die wir später kurz charakterisieren werden.

Östlich des Rheines setzen sich die helvetischen Alpen in den Kreideketten des Vorarlberg und Allgäu fort, und von der Rhone (Dents du Midi) können wir die helvetische Kreide nach Frankreich verfolgen, wo sich die autochthonen Alpen mit den Juraketten vereinigen.

### b) Die helvetischen Schubdecken.

Die großen helvetischen Schubdecken wurzeln auf der Südseite des Aarmassives, überdecken dieses an seinen untertauchenden Enden und sind in gewaltiger Masse auf dessen Nordseite angehäuft. Schon vor 50 Jahren ist den Geologen das stellenweise aussetzende Eocänband aufgefallen, das diese von der mesozoischen Aarmassivhülle trennt, damals aber noch als eine nach S geöffnete Mulde gedeutet wurde. Es zieht sich von der SW-Seite der Gemmi (Trubelnpaß) nach NE über Kandersteg, Oeschinental, Mürren, Grindelwald, Scheidegg, Meiringen, Gental, die Nordseite des Titlis bei Engelberg, Surenenpaß bis Altdorf. Von hier verbreitert sich die Eocänzone nach dem Glarnerland, Calfeusental und Ragaz gewaltig, einerseits durch mächtige Entwicklung und Faltung der autochthonen Flyschbildungen, andererseits durch Einfaltungen vom Wildflysch aus höheren Deckenmassen. Daß die Eocänzone am N-Rand des Aar-M. nicht eine gewöhnliche Muldeneinfaltung sein kann, wie man früher glaubte, geht einerseits aus deren Zugehörigkeit zum autochthonen oder parautochthonen Massivmantel, vor allem aber aus der auffallenden Faziesdifferenz im Mesozoikum beider Seiten hervor. In der Gegend von Engelberg bis Kandersteg ist diese Faziesdifferenz am größten, weil dort die tieferen helvetischen Decken fehlen und die südliche helvetische Fazies der Wildhorn-Säntisdecke direkt mit einer Rutschfläche an die nördlichste helvetische Fazies des Aar-M.-Nordrandes stößt.

Das Kalkgebirge nördlich der genannten Eocänzone (die kleinen autochthonen Fenster von Monthey, Netstal und einige Fetzen parautochthoner Herkunft ausgenommen) ist von der S-Seite des Aar-M. her überschobenes Deckenland.

Die Wurzeln der helvetischen Decken sind im Rhein-Rhone-Längstal zu suchen. Über die Tatsache gewaltiger Schubmassen in S-N-Richtung vgl. S. 18—27 usw.

Am übersichtlichsten ist die Deckenlagerung im klassischen Glarnerland einerseits und im Gebiet der Diablerets andererseits. Wir wählen diese Gebiete als Ausgangspunkte.

Westschweiz (Tafel XX und XXI).

Über der mesozoisch-tertiären Sedimenthülle des Aiguilles Rouges-M. folgt mit verkehrter Schichtlage, als gewaltige liegende Falte mit etwa 4 Stirnlappen, die „Nappe de Morcles", die kühnen Gipfel der Dents du Midi und Dents de Morcles-Muveran bildend. Infolge ihres nordöstlichen Achsengefälles sticht das Eocän dieser parautochthonen Decke an der Lizerne und am Pas de Cheville auf etwa 12 km Breite unter Jura und Kreide der nächsthöheren Faltendecke, der „Nappe des Diablerets". Am Sanetschpaß und nördlich der Diablerets taucht deren Eocän abermals in der Form eines mächtigen Rückens nach NW unter Kreide und Malm einer dritten Faltendecke, der Wildhorndecke, die sich an einem Stück über den Wildstrubel bis Drusberg, Säntis und Alvier verfolgen läßt. Dies ist die größte, aber noch nicht die oberste helvetische Decke. Den „Klippen" ähnlich, sitzen dem Eocän in der Scheitelregion der Wildhorndecke Gipfel aus Juragesteinen, wie z. B. der Six des Eaux froides, der Rohrbachstein, der Mont Bonvin 3000 m obenauf, als Zeugen noch höherer helvetischer Decken: Plaine-morte, Bonvin, und Oberlaubhorndecke. Wir bezeichnen diese höchsten helvetischen Schubmassen, die südlich der Wildhorndecke wurzeln, als ultrahelvetisch. Die Plaine-morte-Decke hängt nach Lugeon im Rhonetal durch eine „charnière visible" mit der Wildhorndecke zusammen und setzt sich südlich des Mont Bonvin in Form einer gewaltigen Dogger-Malmplatte dem zur Rhone absteigenden Gehänge entlang fort, bis sie mit ihrer Wurzel nahe am Talrand zwischen Sion und Sierre steil unter die Bündnerschiefer der penninischen Zone hinabsticht (Fig. 65).

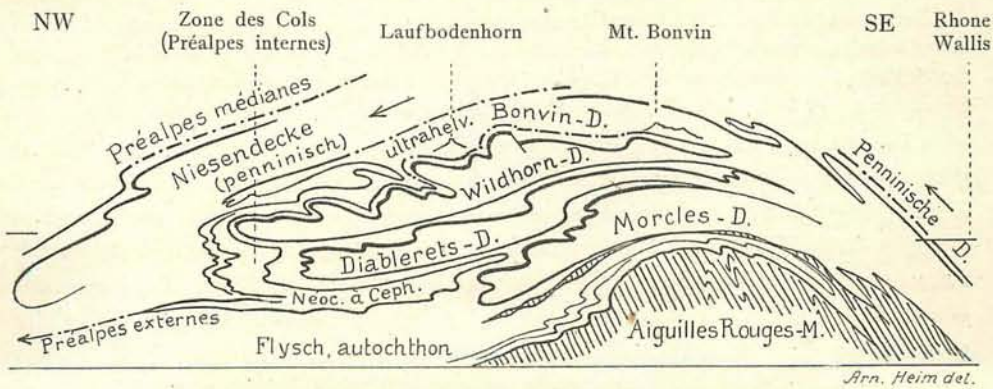



Fig. 65. Schematisches Sammelprofil der helvetischen Decken in der Westschweiz 1 : 250 000, vorwiegend nach Lugeon.

Es ergibt sich also, daß im Rhonegebiet über dem Autochthonen 4 große helvetische Decken dachziegelartig übereinander liegen, wobei sich die trennenden Muldenkeile teilweise bis an die Wurzelzone verfolgen lassen. Daß diese im Sinne

von Lugeon als liegende Falten zu deuten sind, bezeugen die verkehrten Schichtfolgen und die schön erhaltenen, nach NW eintauchenden Stirnumbiegungen. Nur der ultrahelvetischen Schubdecke fehlt eine Stirnbiegung. Sie greift über die Stirnen der Wildhorn- und Diableretsdecke herum und wendet sich mit ihrem „Néocomien à Céphalopodes" 5 km weit rückwärts zwischen die Diablerets- und Morclesdecke. Weiter stehen mit ihr in Zusammenhang die Jura-Kreideschuppen der „Zone des Cols" (Sattelzone) oder „Préalpes internes" und die bis zum Alpenrand hinausgeschürften Schuppen von Mesozoikum und Wildflysch der „Préalpes externes" von den Pléyades bei Montreux bis zum Wildflysch des Gurnigel (Tafel XX Prof. 10, Tafel XXI Profil 13). In der Tat zeigt das bathyale Mesozoikum des Mont Bonvin mit demjenigen der Zone externe überraschende Übereinstimmung, während es den tieferen helvetischen wie den höheren Decken der Préalpes fremd ist. Diese eigenartige Lagerung, die Schuppung, Einwicklung und Zerreißung der ultrahelvetischen Decken läßt sich mit Lugeon und Argand erklären, wenn man die Reihenfolge des Deckenschubes folgendermaßen annimmt: 1. Überschiebung der ultrahelvetischen Decken, 2. Überschiebung der Préalpes médianes, wodurch die Stirn der ultrahelvetischen Decke losgerissen und bis an den Alpenrand verschleppt wird, 3. Vordringen der Diablerets- und Wildhorndecke, wodurch die ultrahelvetischen Decken mit „Neocomien à céphalopodes" unter diese letzteren eingewickelt werden.

### Ostschweiz (Tafel XVIII und XIX).

Im Kanton Glarus ist nach den bahnbrechenden Arbeiten von A. Escher v. d. Linth und Albert Heim nach kurzer Zeit der Widersprüche die ausgedehnte Überlagerung des Verrucano auf dem tertiären Flysch allgemein anerkannt worden. Escher und Heim erklärten diese durch eine Doppelfalte. E. Süß und Marcel Bertrand verdanken wir die Umdeutung in eine einfache, aber noch weit großartigere Falte, die auf der S-Seite des Aar-M. wurzelt (Fig. 5 S. 12). Lugeon ist es 1902 durch neue Argumente gelungen, diese neue Deutung zur fast allgemeinen Anerkennung zu erheben. Alle seitherigen Spezialarbeiten, insbesondere diejenigen von J. Oberholzer, haben die Deckennatur der Glarneralpen in überraschendster Weise bestätigt. Aber gleichzeitig hat sich der Deckenbau in seinen Einzelheiten als unerwartet kompliziert erwiesen: Die helvetische Deckenmasse ist reich verzweigt, gelappt und am Alpenrand in Fetzen zerrissen. Wie weit die Trennungen der Teildecken wurzelwärts reichen, läßt sich infolge der Abwitterung nur noch teilweise feststellen. Sicher reicht hier im E keine Teilmulde mit Eocän oder Kreide bis in die Wurzel.

Die tiefste Decke (oder Zweigdecke) ist die Glarnerdecke s. str. Zu ihr gehört der klassische Lochseitenkalk (verkehrter und verkneteter Malm auf dem Flysch [S. 95]), mit der daraufliegenden normalen Sedimentfolge von Verrucano (Sernifit), Trias, Jura, Kreide und Eocän, welche den ganzen Schild bei Glarus mit Ausnahme seiner Gipfelkappe, und den Sockel des Glärnisch bilden. Die Fazies der Glarnerdecke mit noch schwach entwickelter Kreide lehnt sich an diejenige des autochthonen Mantels an.

Über dem Eocän der Glarnerdecke erhebt sich eine höhere zweite Schubmasse mit den gleichen Formationen, in welcher jedoch die Kreide schon besser entwickelt ist. Es ist die Mürtschendecke (Arnold Heim), die im Mürtschenstock ihre größte Erhebung und Mächtigkeit erreicht (Tafel XVIII, Profil 1 u. 2).

In wunderschöner Weise läßt sich an dem aus einer Tafel von mehreren Schichtpaketen herauserodierten Gebirgsklotz des Glärnisch (Profil 2) feststellen,

daß sich über der Mürtschendecke, lokal mit Zwischenschuppen (Braunwalder Zwischendecken), eine weitere gewaltige Schubmasse ausdehnt, die den Hauptteil des Glärnisch mit seinen prächtigen Felsbändern bildet, die Axendecke (Buxtorf). Sie unterscheidet sich faziell von der Mürtschendecke durch das Auftreten von mächtigem Lias, stärkerem Dogger und die größere Mächtigkeit und reichere Gliederung der Kreide. Das älteste Schichtglied der Axendecke ist die Trias (Klausenpaß) (Profil 3 und Tafel XIX, Profil 4).

Der höchste Gipfel des Glärnisch, der Bächistock, wird von einer vierten Schubmasse, der Bächistockdecke gebildet. Weitere kleinere Schubdecken folgen östlich davon an der Silbern: die beiden Silberndecken und die Toralpdecke. Alle diese durch J. Oberholzer benannten und aufgeklärten Decken bestehen nur aus Kreide und Eocän und zeichnen sich durch eine relativ geringe Schubbreite (3—10 km) aus, haben also nur die Bedeutung von untergeordneten Zweigdecken oder Kreide-Abschuppungen im hangenden Teil der Axendecke (XVIII, 3).

Die Umbiegung am Deyenstock nördlich des Glärnisch bildet nach J. Oberholzer die Stirn der Axendecke. Über diese hinweg, etwas eingewickelt, greifen weitere größere Deckenmassen aus, die bis über die Molasse hinaus vorgedrungen sind: die Säntisdecke im engeren Sinne, den Wiggis bildend, die Rädertendecke (Rädertenstock-Schienberg) und die Drusbergdecke. Räderten- und Drusbergdecke sind Zweigdecken, die sich in Form liegender Falten von etwa 5 km Schubbreite mit prächtigen Stirnbiegungen über die überschobene Platte des Wiggis hinweglegen (XVIII, 2—3). Infolge ihres Achsengefälles („pitch") nach SW tauchen die tieferen dieser Lappen unter den Drusberglappen. Alle drei genannten Deckenlappen zusammen bilden eine Decke höherer Ordnung, die Säntis-Drusbergdecke. Ihre tiefsten sichtbaren Schichtglieder sind die Trias (nur am Jochpaß), sonst Lias (Berschis bei Walenstadt) und Aalénien. Der Dogger ist sehr mächtig. Die Kreide wächst auf 1000—2000 m und nimmt nach SE mehr und mehr bathyalen Charakter an. Zum ersten Male erscheint das Senon in großer Mächtigkeit.

Nach dem Gesagten unterscheiden wir also im Glarnergebiet folgende echt helvetische Decken (Fig. 65):

Obere: Säntis — Drusbergdecke { Drusbergdecke, Rädertendecke, Säntisdecke s. str.

mittlere: Axendecke mit hangenden Zweigdecken { Toralpdecke, Silberndecken, Bächistockdecke

untere: { Mürtschendecke, Glarnerdecke s. str. } Axendecke

Unter der Glarnerdecke sind noch parautochthone Decken vorhanden (S. 33), wie die Drachenbergdecke (Tolwinski) bei Vättis, die Griesstockdecke (Alb. Heim), Kammlistockdecke (XIX, 4), Hohfaulendecke (W. Staub), alle zwischen Klausenpaß und Windgälle, und die bis auf die Molasse hinaus verschürfte Wagetendecke an der Linth (Küpfenstock in XVIII, 2). Nach ihrer Fazies stammen diese

Falten und Schuppen nicht von der Südseite, sondern von der Nordseite oder dem Rücken der Aarmassivhülle und sind von dort durch die höheren Schubdecken abgeschürft und nach Norden verschleppt worden.

### Längsverlauf und Äquivalenzen von E und W.

Verfolgen wir die einzelnen Decken und Deckenteile in ihrer Streichrichtung, so begegnen wir mannigfachen und oft sehr raschen Formveränderungen. So glätten sich z. B. die Räderten- und Drusberglappen nach E (Alviergruppe) zu einfachen Gewölben aus, und die tiefste der Zweigdecken (Säntisdecke) übernimmt die Hauptrolle. Die Morclesdecke, die an der Rhone auf 10 km Breite das Aiguilles Rouges-M. überdeckt, setzt sich nach Osten in dem über den Gasterngranit sich herunter wölbenden Faltengebäude von Balmhorn-Doldenhorn fort. Der gleichen Falte gehören vermutlich der Gipfel der Jungfrau und die Windgälle an, die aber nur noch 2—3 km weit ausholt und daher hier als autochthone Falte erscheint. Andere Schubmassen erweisen sich als teilweise oder völlig losgetrennte Schuppen, deren Stellung im Deckenverband oft nur noch mit Hilfe des Faziesstudiums ermittelt werden kann. Die Glarnerdecke taucht infolge ihres östlichen Achsenfallens am Walensee unter den Talboden. Gegen W keilt sie sichtbar bei Linthal aus. Sie erreicht ihre maximale Mächtigkeit am Schild mit etwa 2 km und hat eine sichtbare Länge von 30 km. Die Mürtschendecke ist etwa gleich dick und keilt ebenso nahe Linthal streichend aus. Die Stirnen dieser beiden unteren helvetischen Decken sind in der Tiefe verborgen.

Möglicherweise entsprechen die Schuppen des Gitschen und Weißberg am Urirotstock (XIX, 5) wieder der Mürtschendecke (Arbenz). Wie sich weiter die unteren helvetischen Decken der Glarneralpen zu den Decken der Westschweiz verhalten, läßt sich nicht direkt feststellen, da auf der langen Strecke von Engelberg bis zum Thunersee, soweit bekannt, die obere Decke unmittelbar auf dem Autochthonen liegt. Tiefere Decken haben also in der Zentralschweiz entweder nie so weit gereicht, oder sie sind durch die obere Decke weggeschürft worden (XIX, 7; XX, 8).

Die Axendecke, die vom Glärnisch bis zum Vierwaldstättersee mächtig entwickelt und scharf von den unteren Decken abgegrenzt ist (XVIII, 2—3, XIX, 4), setzt sich mit verschiedenen Stirnlappen im Urirotstock fort und endigt nach Arbenz am Jochpaß als gequetschte Schuppe von Jura (XIX, 6). Die Muldentrennung von der oberen Decke wird dort nur noch durch eine Lage von unterem Dogger im Lias angedeutet, woraus mit Arbenz zu schließen ist, daß sich die Axendecke als basaler Zweiglappen mit der oberen Deckenmasse verbindet. Die Wildhorndecke verkörpert also vermutlich auch die zusammengeschrumpfte Axendecke samt ihren oberen Zweigdecken, und die Diablerets könnte dann als Analogon von Mürtschen- und Glarnerdecke oder der Grießstockdecke gedeutet werden. Nach E scheint die Axendecke rasch tektonisch auszukeilen. Ihrer Lage zwischen Mürtschen- und Säntisdecke entspricht das Dogger-Malmpacket der Walenstadter Zwischendecke. Sie hat somit eine sichtbare Länge von 80 km. Ihr Nordrand wird durch ein prächtiges Stirngewölbe (Deyenstock) bezeichnet, das am Urnersee gedoppelt ist und nach der Tiefe taucht (XVIII, 2, XIX, 4 u. 5).

Ungleich mannigfaltiger in ihrem Bau ist die Säntis-Drusbergdecke. Wir verfolgen zunächst ihren tiefsten Teil, die Säntisdecke i. e. S. Von passiven Verschleppungen abgesehen hat sie von allen helvetischen Decken den größten Weg (45 km) zurückgelegt, indem sie vom Vorderrheintal bis auf die Molasse geglitten ist und an dieser brandend sich aufbäumt. Im Säntis hat sie sich zu einem scheinbar autochthonen Faltengebirge gestaut (vgl. Fig. 7 S. 19). Gegen W ist sie unter dem Einfluß des höckerigen Molassevorlandes und der Längszerrung durch bogenförmige Ausweitung in einzelne Stücke auseinandergerissen (Goggeien, Mattstock, Aubrig usw. [XVIII, 1 und 3]). Im Vierwaldstättergebiet hat Buxtorf drei verschiedene Teildecken unterschieden, von oben: Bürgenstock-, Pilatus- und Niederhorndecke, die sich derart ablösen, daß sich nach W jeweilen die höhere zugunsten der tieferen vom Alpenrand zurückzieht. Am Thunersee zieht sich auch die Niederhorndecke, in Schollen zerstückelt, vom Alpenrand zurück (Standfluh).

Der Rädertenlappen endet nach Arnold Heim gegen E in der sich zurückziehenden Falte des Sichelkammes bei Walenstadt, während er nach W unter den höheren Drusberglappen taucht. Beide bleiben stets

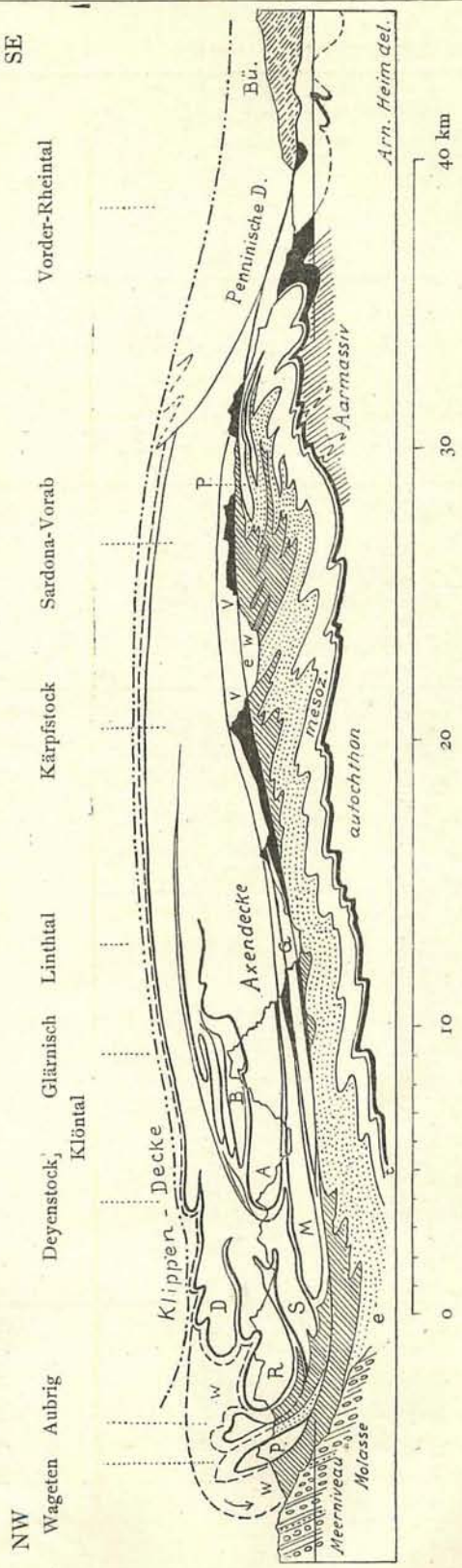



Fig. 66. Schematisches Profil der helvetischen Decken in den Glarneralpen, nach Arnold Heim 1910.

e (punktiert) = autochthon-parautochthones Eogen; w (schief schraffiert) = Wildflysch mit Senon, seewerartigen Kalken, Malm (?) und Triasfetzen = eingewickelte ultrahelvetische Decke; V und t (schwarz) = Verrucano und Trias; P = parautochthone Decken; G = Glarnerdecke; M = Mürtschendecke; A = Axendecke; B = Bächistockdecke; S = Säntisdecke; R = Rädertendecke; D = Drusbergdecke; Bü = Bündnerschiefer.

## Zusammenstellung der helvetischen Decken nach ihrer Wurzelordnung.

| SW | Rhone—Kander | Kander—Aare | Aare—Reuß | Reuß—Linth | Walensee—Rhein | Vorarlberg | NE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ultrahelv. D.<br>„Préalpes internes et externes“ | Nappe du Mt. Bonvin et de la Plaine-Morte<br>„Préalpes internes et externes“ ↑ | Wildflysch mit exotischen Blöcken (Habkern) und mesozoischen Schürflingen | Schlierenflysch<br>Subalpiner Wildflysch mit mesozoischen Schürflingen | Wildflysch mit Nummulitenkalken (Lutétien), Senon, Schürflingen von Gips (?) Schwyz-Wäggital | Flysch mit Nummulitenkalken, Austernbänken (Senon) (Flibach)<br>Wildflysch mit exot. Blöcken. Fläscherberg-S (?) | Subalpine Wildflyschzone mit exotischen Blöcken | |
| Obere helvetische Decken (Wildhorn—Säntis-Decke) | Wildhorndecke (Wildhorn—Wildstrubel) | Dreispitz—Morgenberghorn<br>Faulhorn (Jura) | Brienzer Rothorn—Brisen<br>Hutstock—Widderfeld | Fronalpstock—Drusberg = Drusberg-T.D.<br>Räderten-T.D. | Fläscherberg-Nord<br>Alviergruppe<br>Sichelkamm | Kreiderücken von Feldkirch | |
| | | Waldegg<br>Niederhorn—Sigriswylergrat | Bürgenstock-T.D.<br>Pilatus-T.D.<br>Niederhorn-TD. | Säntisdecke<br>Aubrig | Churfirsten<br>Mattstock—Säntis | Vorarlberger Kreideketten (Hohkastendecke) | |
| Mittlere helvetische Decken | | | Urirotstock<br>Jochpaß | Toralp-T.D.<br>obere Silbern-T.D.<br>untere Silbern-T.D.<br>Bächistock-T.D.<br>Axendecke (Axenkette—Deyenstock) | Walenstadter Zwischendecke<br>Flifalte | Untergetaucht | |
| Untere helvetische Decken | Nappe des Diablerets | Gellihorn-Zwischendecke | Weißberg—Gitschen-Sch. ?<br>(kein direkter Zusammenhang) | Mürtschendecke (Mürtschenstock)<br>Glarnerdecke (Schild—Glarus) | | Untergetaucht | |
| Parautochthon<br>Autochthon (Aarmassiv) | Nappe de Morcles (Dts. du Midi—Dts. de Morcles)<br>Jura-Kreide von St. Maurice | Balmhorn<br>Jungfraugipfel<br>Eiger—Wetterhörner | Titlis—Rotegg-Sch.<br>Titlis | Wagetenkette ↑<br>Griesstock-T.D.<br>Windgälle<br>Tödi | Kapfenberg b. Weesen ↑<br>Drachenberg-T.D.<br>Calanda<br>Vättis | Untergetaucht | |

D. = Hauptdecke, T.D. = Teildecke (große Schuppe oder liegende Falte), ↑ = an den Alpenrand durch höhere Decken verschleppt, Sch. = kleine Schuppe.

weit hinter dem Alpenrand zurück. Fast geradlinig läßt sich die Faltenstirn vom Flubrig und Drusberg über Fronalpstock — Bauen — Brünig — Brienzerrothorn — Harder — Morgenberghorn — Dreispitz, also auf etwa 110 km Länge verfolgen. Die gewaltigen, in liegenden Falten gehäuften Massen von Dogger und Malm vom Hutstock E Engelberg bis zur Faulhorngruppe sind die zugehörigen Kernteile, die sich direkt im Kern der Wildhorndecke fortsetzen (XIX, 5, 6 und XX, 7, 8).

Es bleibt noch übrig, einen Blick auf die Ausdehnung der ultrahelvetischen Decke zu werfen. In dem klassischen Gebiet zwischen Rhone und Thunersee lassen sich aus derselben folgende Regionen unterscheiden: 1. die aufsteigende Deckenmasse auf der Nordseite des Rhonetales Sion-Sierre, 2. die Scheitelregion mit den aufgesetzten Kappen des Wildstrubelgebietes (Bonvin, Rohrbachstein usw.), 3. die Zone des cols (Préalpes internes) mit zahlreichen, ineinander verkneteten und eingewickelten Schuppen, 4. die Zone bordière (Préalpes externes), ebenso mit zahlreichen übereinandergeschobenen Schuppen und Schürflingen von Jura und Kreide in mächtiger Wildflyschhülle. Nicht mehr ultrahelvetisch, sondern penninisch ist hingegen nach den Beobachtungen von Lugeon bei Gsteig die Niesenflyschzone.

Östlich des Thunersees setzt sich nach unseren heutigen Anschauungen die ultrahelvetische Decke fort in Form von Wildflysch, mit exotischen Blöcken und ungezählten Schuppen und Schürflingen von Nummulitenkalken des Lutétien, Wangschichten, Senonmergel, senonen Austernschichten, seewerartigen Inoceramenkalken (Leimernschichten) usw. Vielleicht sind auch die Schürflinge von Triasgips von Iberg und Wäggital hierher zu rechnen. Diese „exotische" Flyschmasse liegt aber im Osten nicht nur über den eigentlichen helvetischen Decken, sondern sie ist in ähnlicher Weise wie unter den Diablerets, nur noch viel ausgedehnter, von der Glarner Schubmasse überholt und unter diese eingewickelt worden. Mehr als 30 km breit greift der Wildflysch mit ultrahelvetischer Kreide vom Alpenrand unter den Decken zurück bis unter den Verrucano der Sardona! (Fig. 66.)

## II. Stratigraphie der helvetischen Schichtfolge.

Bei der folgenden Besprechung ist es notwendig, auch den autochthonen Massivmantel zu berücksichtigen, da dieser den ursprünglichen Nordsaum des helvetischen Faziesgebietes bildet und durch alle Übergänge mit der Schichtfolge der helvetischen Decken verknüpft ist. (Eine Übersicht über die Stratigraphie der autochthonen Schichtfolge ist bereits auf S. 150—155 gegeben.) Um zu einer klaren Vorstellung der Faziesveränderungen zu gelangen, müssen wir jeweilen zuerst den Nordrand des helvetischen Faziesgebietes, d. h. den Aarmassivmantel betrachten, um dann bei gedachter Abwicklung nach dem Süden, d. h. den jetzt weiter nördlich liegenden Schubdecken überzutreten.

Von der Angabe der älteren Literatur kann im folgenden abgesehen werden. Einerseits sind nach den neueren Arbeiten die älteren leicht zu finden, andererseits in den älteren die Angaben meistens zu unbestimmt, die Fossilregister zusammengewürfelt, so daß sie vielfach irreführen. Für die neuere Forschung sind vor allem wichtig genaue stratigraphische Profile mit Angabe der Mächtigkeiten, der lithologischen Beschaffenheit, der Verknüpfungen oder Diskontinuitäten, der Faziesveränderungen, der Fossilien nach anstehenden, scharf fixierten Schichtlagen, wie sie nur selten bei älteren Autoren zu finden sind und auch bei neueren noch oft vermißt werden.

Die helvetische Schichtreihe beginnt mit dem Verrucano, dem permischen Verwitterungsprodukt der hercynischen Alpenketten, das zu jenen in ähnlicher Beziehung steht wie die Molasse zu den tertiär entstandenen Alpenketten. Darauf setzen transgressiv die marinen Sedimente der Trias, des Jura und der Kreide ein. Mit dem Beginn der Tertiärzeit erfolgt eine regionale Trockenlegung und Denudation, die mit der Bohnerzbildung im Jura zusammenhängt. Dann taucht das helvetische Mesozoikum abermals unter Meer; es entstehen die Nummulitenkalke und ein Teil der Flyschbildungen, die mit dem Unteroligocän ihren Abschluß finden.

Das helvetische Deckengebirge enthält zum Unterschied des penninischen und ostalpinen keine überschobenen kristallinen Kernteile. Es ist also in seiner Gesamtheit von der ursprünglichen kristallinen Unterlage abgeschürft.

### Perm (Verrucano) und seine Eruptivgesteine.

L. Milch, Beiträge zur Kenntnis des Verrucano, Leipzig 1892 und 1896.
R. Beder, Basische Eruptivgesteine im ostschweizer. Verrucano, Diss. Zürich 1909.

Außer fraglichen zentralmassivischen Einfaltungen findet man permische Ablagerungen im helvetischen Faziesgebiete nur in der Ostschweiz, und zwar in der Form des Verrucano vom graubündnischen Vorderrheintal herüber in der gewaltigen überschobenen Masse der unteren helvetischen Decken von Glarus- und St. Galler-Oberland. In der Westschweiz liegt beiderseits des Rhonetales Verrucano im Kern der Carbonmulde, die das Massiv der Aiguilles Rouges teilt (S. 245/46 u. Tafel XXI).

Der Name Verrucano ist von Savi 1830 nach der Burg Verruca bei Pisa gebildet worden. Es waren darunter rote Konglomerate und schiefrige Gesteine mit permischen („obercarbonischen") Pflanzen verstanden. Ähnliche Gesteine treten in großer Ausdehnung auch in den Ostalpen zwischen Carbon und Trias auf. Arnold Escher, Theobald, Alb. Heim u. a. haben den Verrucano im helvetischen Gebiete verfolgt, indessen ohne hier Fossilien darin zu finden (vergl. „Beiträge", und Zusammenstellung der verschiedenen Auffassungen in Milch).

Der helvetische Verrucano ist eine sehr wechselvolle, rein terrigen-detritische Bildung von mehr oder weniger metamorphen Konglomeraten, Breccien, Quarzitsandsteinen, Sandsteinen und massenhaft Tonschiefern, ferner vulkanischen Tuffen und Tuffiten, Porphyr- und Melaphyrergüssen, in allen Graden kristalliner Metamorphose bis zu gneisartigen Schiefern und Sericitphylliten. Rote Farben herrschen im Linthgebiet, grüne im Rheingebiet vor. Violett, weiß, grau wechselt unregelmäßig damit ab. Das dicht schließende Bindemittel unterscheidet sich zum großen Teil nur durch die Feinheit seines Kornes von den sichtbaren klastischen Komponenten. Bald herrschen diese letzteren, bald das Bindemittel vor. Die Schichtung ist undeutlich, grobbankig, auch unregelmäßig diagonal, die Textur schwankend, massig bis feinschiefrig, eben oder gefältelt. Die Gesamtmächtigkeit kann 1000 bis über 2000 m betragen. Trotz des steten Wechsels im einzelnen bildet der Verrucano doch eine große Einheit. Mit jüngeren Konglomeraten ist er nicht zu verwechseln.

Der Verrucano ist ganz ein Silikatgestein. Quarzadern durchsetzen ihn. Seine meistens kleinen und unvollständig gerundeten Gerölle bestehen aus Quarz, Feldspatbrocken, älteren Tonschiefern, Sandsteinen, vorherrschend aber aus Melaphyr,

Porphyrit, Aplit und ganz besonders aus Felsitporphyr und Protogin (Aaregranit), d. h. aus den Gesteinen der hercynischen Massive, die im Perm abwitternd der nachfolgenden Sedimentreihe das Basiskonglomerat geliefert haben. Auch die Granitgerölle sind nach echter Protoginart kataklastisch. Gerölle von Gneis und Dolomit sind sehr spärlich zu finden; Kalkgerölle scheinen ganz zu fehlen. Das Bindemittel färbt die Gerölle. Die Farbe wechselt nach Schichten, und oft unregelmäßig fleckig im einzelnen Handstück. Dolomit, ähnlich dem Rötidolomit, tritt in dünnen Lagen und Linsen bald im oberen, bald im unteren Teil des Verrucano auf.

1827 stießen Studer und Merian im Niederental (Kärpfgebiet) zuerst auf Mandelsteinblöcke einer „wahren Lava". 1834—1842 fand und verfolgte Arnold Escher die „dunkelvioletten Mandelsteine und grünen Spilite" als anstehende Lager. Heute kennen wir aus dem Verrucanogebiet etwa 2 Dutzend konkordant eingelagerte Bänke von basischen Eruptiva. Diese werden charakterisiert als Melaphyre (Augitporphyrit, Olivin-Augitporphyrit, Olivin-Weiselbergit und Andesin-Porphyrit). Sie treten sowohl in kompakten als auch in schlackigen Ergüssen auf. Manchmal ist der tiefere Teil einer solchen Gesteinsbank grün und kompakt, der obere mehr und mehr dunkelviolett und schlackig. Die Blasen sind oft fluidal gezogen oder tektonisch gequetscht und von Sekretionen von Epidot, Chlorit, Calcit erfüllt. Die Melaphyrlager sind besonders im Kärpfgebiet häufig (Freiberge zwischen Sernftal und Linthtal, geolog. Karte 1 : 100 000, Bl. XIV). Sie kommen dort vor am Gandstock, Karrenstock, Bleitstock, Sonnenberg, Matzlenstock, Etzlenstock, im Gebiete des Milchspühlersee, sodann außerhalb der Freiberge S unter dem Gulderstock, an der Setherfurka, auf Ranascaalp (Panixerpaß) und in Val Ladral. Vom Gandstock an den Bleitstock erstrecken sich die Melaphyrlager zusammenhängend auf 2 km, mit Erosionsunterbrüchen sogar auf 6 km NS. Am Kärpfboden finden sich 6 Lager übereinander, durch Tonschiefer und Konglomerate getrennt. Die Mächtigkeit der Lager wechselt von 2 m bis über 50 m. Verwandte Diabase, Spilite und Porphyrite, dichte bis porphyrische grüne Gesteine finden sich ebenso im Kärpfgebiet, ferner auf Ladral und Robi S Kistenpaß, an der S-Seite der Brigelserhörner usw. Am letzteren Orte hat Beder ein solches Eruptivlager von hohem Hornblendegehalt den Lamprophyren zugewiesen.

Quarzporphyrlager sind im ganzen Verrucanogebiet unregelmäßig und in oft großer Ausdehnung verbreitet. Ihre Grundmasse ist hell graugrün, mehr oder weniger sericitisiert, und enthält Einsprenglinge von Quarz und meist rötlichen Feldspatkristallen. Escher hatte sie meist „Talkquarzit" oder „gneisartiger Verrucano" genannt. Ihre ungleich starke Schieferung mag wie bei manchen Melaphyren z. T. ursprünglich fluidal, größtenteils Dm mit der Sericitisierung entstanden sein; sie gehen in Sericitschiefer über. Milch und Beder fanden auch Quarzporphyrit.

Die meisten dieser Eruptivlager, besonders die dunkelvioletten Melaphyre, sind offenbar Ergüsse der Oberfläche, denn ihre Schlackigkeit nimmt innerhalb einer Bank nach dem Hangenden zu, und ihre Trümmer liegen in den höheren Schichten. Gänge, die quer durch den Verrucano verlaufen und in die Lager münden, sind bisher nicht entdeckt worden. Ebenso kennen wir bisher weder Intrusionen, noch CM oder Einschlüsse in den Eruptiva des Verrucano. Dagegen

zeigen sie alle häufig DM: Schieferung, Streckung, Fältelung, Sericitisierung, Chloritisierung und Kataklase.

Für die Zusammensetzung des Verrucano der Glarneralpen sind von großer Bedeutung die Tuffe und Tuffite der genannten synchronen Eruptiva. Nicht gerollte feine Melaphyrlapilli (1—4 mm Durchmesser) bilden, wie auch Melaphyrgerölle, ganze Schichten des Verrucano, z. B. auf dem Gipfel des Karrenstock. Lapilli und feine Melaphyraschen sind in den Konglomeraten, Sandsteinen und Tonen reichlich beigemengt. Porphyrkonglomerate sind von entsprechenden Tuffen begleitet. Den meisten der Porphyrtuffe sind vereinzelte oder zahlreiche Protogingerölle beigemischt.

In der großen Mannigfaltigkeit der Verrucanogesteine ist durch die DM eher Ausgleichung als Vermehrung zustande gekommen. Milch hat diese Erscheinungen genau verfolgt. In allen Komponenten des Verrucano stellt sich Sericitisierung, Chloritisierung, Epidotbildung ein. Mit steigender Metamorphose verschmelzen mehr und mehr die Gerölle mit dem Bindemittel. Sie werden allmählich in Streifen ausgequetscht; zuletzt verschwindet auch noch der letzte Rest des Gerölles, als kleiner Knoten im Streifen. An Stelle konglomeratischer Textur ist schiefrige, häufig mit Linearstreckung, getreten. Limonit und Hämatit sind in Magnetit umgewandelt. Die rote Farbe verschwindet dadurch, während gleichzeitig Chlorit und Sericit Grünfärbung und Dünnschieferung ergeben. Alle ursprünglichen Varietäten des Verrucano nähern sich zuletzt Sericitschiefern. Darin stellen sich dann Porphyroblasten von Quarz und Feldspat ein, so daß der Verrucano wiederum gneisartig wird. Die Bestandmineralien der hochmetamorphen Verrucanoschiefer sind: Quarz, Feldspäte, Sericit, Chlorit, Talk, Serpentin, Olivin, Glimmer, Epidot, Titanit, Magnetit. In allen Abstufungen läßt sich das wechselvolle Konglomerat in diese Sericitschiefer verfolgen.

Am N-Rand des Verrucanokernes der helvetischen Decken (Walensee-Seeztal) zeigt sich die DM am schwächsten. Die Gerölle der Konglomerate sind aus dem Bindemittel herauszulösen. Die Farbe ist vorherrschend dunkelrot. Die Komponenten sind noch leicht zu unterscheiden. Die rotkonglomeratischen Varietäten herrschen auch im Sernftgebiete noch weit vor. Heer hat ihnen den passenden Namen Sernifit gegeben. In diesen Regionen hat J. Oberholzer gefunden, daß der Sernifit ausschließlich der Glarnerdecke angehöre, während der darübergeschobene Verrucano der Mürtschendecke zuzurechnen ist. Der letztere tritt im nordwestlichen Teil (Siwelle—Mürtschenstock—Fronalpstock) als grober roter Sandstein, im südöstlichen (Gufelstock) als dunkelvioletter glänzender Tonschiefer auf. Durch diesen petrographischen Wechsel läßt sich auch nach dem Auskeilen der trennenden Trias die Überschiebungsfläche zwischen diesen beiden Decken noch ein Stück weiter südlich innerhalb des Verrucano verfolgen. Die gleiche Varietät der violetten glänzenden Tonschiefer ist weit verbreitet am Rheintalabhang, besonders im Gebiete des Crap S. Gion, und erstreckt sich dann dem N-Rande des Gotthardmassives entlang bis S Tschamutt. Von N kommend trifft man schon an den Grauern Hörnern, dann am Ringelspitz und Segnespaß in Menge die mehr und mehr nur noch undeutlich konglomeratischen grünen Schiefer, während rote Bänke zur Ausnahme werden. Im Vorderrheintalgebiete (Truns—Ilanz) herrschen die grob-

körnig schiefrigen, versteckt konglomeratischen, grauen und grünen feldspathaltigen Abänderungen vor. Bei Ilanz finden sich prachtvolle sericitisierte Protoginkonglomerate. Nach P. Niggli und W. Staub ist von Truns gegen Schlans der Ilanzer Verrucano über den fein tonschiefrigen überschoben, der bei Schlans seinerseits die Rauhwacke trägt (Tafel VII Profil 1—2). Gneisartige und sericitschiefrige Verrucanovarietäten liegen am N-Rand und E-Ende des Gotthard-M. und am Tavetscher-Zwischen-M. derartig, daß die Grenze zwischen diesen Zentral-M. und dem Verrucano kaum anzugeben ist. Der „gneisartige Verrucano" ist bald ein gequetschter Quarzporphyr, bald ein gequetschtes Konglomerat.

Im Verrucanogebiete Gneis von Verrucano auszuscheiden (Rothpletz), hat bloß petrographische, keine stratigraphisch-tektonische Bedeutung. Viele dieser hochmetamorphen schiefrigen Verrucanoabänderungen sind auch dem Casannaschiefer (Theobald) petrographisch gleich, der aber älter ist.

Recht deutlich ist also die Erscheinung, daß der helvetische Verrucano in Annäherung an die Wurzelregion der helvetischen Decken viel stärker flaserig schiefrig und grünlich geworden ist unter Verlust der konglomeratischen Struktur, dagegen nach dem N-Rand seines Vorkommens hin mehr und mehr von den Wirkungen der alpinen Stauung verschont geblieben ist. Dies gilt für alle seine Varietäten und Komponenten, die klastischen Sedimente wie die Eruptiva.

Fossilien sind im schweizerischen Verrucano noch nie gefunden worden. Offenbar handelt es sich vorwiegend um eine Festlandbildung. Die Lapilli, die zu den eingelagerten Melaphyren gehören, sind nicht gerundet. Protoginstücke und Quarzporphyre sind mehr oder weniger gut gerollt, aber nicht in dem Maße wie z. B. die Nagelfluhgerölle. Die Sonderung nach der Größe der Trümmer ist meistens sehr unvollständig. Die Schlemmung hat also keine langen Wege zurückgelegt. Daß der Verrucano größtenteils dem Perm angehört, steht trotz aller scheinbaren Übergänge und Ähnlichkeiten mit älteren kristallinen Schiefern fest. Wo in den Alpen seine Lagerung klar aufgeschlossen ist, bildet er das normale Liegende der Trias und das Hangende des pflanzenführenden Mittelcarbon. Dabei verhält er sich tektonisch im östlichen Teil wie der Sedimentmantel, im westlichen (Dents de Morcles) wie das Carbon im Zentral-M., oder er nimmt eine Mittelstellung an. Außerdem stimmt der Verrucano faziell mit dem deutschen Rotliegenden auffallend überein. Fast wie ein Leitfossil zeigt er auch in den helvetischen Decken den dem Perm so weit herum eigentümlichen Kupfergehalt.

C. Schmidt („Beiträge", Erläuterungen zur Karte der Fundorte von mineralischen Rohstoffen, 1917) berichtet folgendes: „Am wichtigsten ist das Kupfervorkommen der Mürtschenalp südlich des Walensees. In dem flach nach N einfallenden Verrucano setzt auf 1,5 km Länge ein E—W streichender, 50° nach S einfallender Gang auf, der durch mehrere N—S verlaufende, querschlägige Klüfte verworfen ist. Die Erze durchziehen in dünnen Schnüren die dolomitische Gangart und das Nebengestein, gelegentlich ein bis 6 m mächtiges Trümmernetz bildend. Das primäre, erst in größerer Tiefe sich findende Erz ist ein fast silberfreier Kupferkies. Gegen das Ausgehende, in der Zementationszone, kommen dessen Umwandlungsprodukte: Buntkupfererz, Kupferglanz und Malachit vor. Im Buntkupfererz ist gediegen Silber in Form kleiner Blättchen sekundär angereichert. Das reichste Buntkupfererz enthielt 71,80 % Cu und 0,66 % Ag. Seltener finden sich noch Fahlerz, Molybdänglanz und Uranglimmer.

In der Periode von 1855—1861 wurden 1148 Zentner Schmelzerze verkauft mit einem Durchschnittsgehalt von 14,90 % Cu und 0,067 % Ag, für welche die Hütte Brixlegg in Tirol 22 Frs.

pro Zentner bezahlte, während die Kosten für Abbau, Aufbereitung und Transport 32 Frs. betrugen. Im Jahre 1916 ist der Bergbau wieder aufgenommen worden. Neben dem erwähnten Erzgang finden sich schichtige Erzlager am Hochmättli und Silberspitz im Verrucano, und am Bärenboden in der quarzitischen Übergangszone von Verrucano zu Rötidolomit. Auch weiter östlich enthält der Verrucano auf der Alp Tobelwald und am Großberg bei Flums Kupfererze.

Im Verrucano des Bündneroberlandes, auf der S-Seite des Panixerpasses, ob Ruis und Andest, und ferner auf Alp Nadils südlich von Truns finden sich ebenfalls Lager von Kupfererzen. Die alten Gruben von Ruis werden in neuester Zeit wieder erschlossen".

Da die graue und grüne Farbe fast nur den stark metamorphen Abänderungen des Verrucano angehört, so müssen wir annehmen, daß der Verrucano meistens primär rot war. Rot (Perm) und schwarz (Carbon) schließen sich im allgemeinen aus. Rote Farbe terrigener Absätze bedeutet meistens tropisches Klima mit nur periodischem Regen zwischen Trockenzeiten. Auch das Fehlen von Pflanzen im Verrucano könnte damit zusammenhängen. Andererseits würde es uns nicht wundern, wenn sich irgendwo auf der Unterlage des Verrucano Gletscherschliffflächen und in seinen Basalkonglomeraten gekritzte Geschiebe finden ließen.

Während der Verrucano als Aarmassivmantel nur in der tektonischen Quereinsattelung zwischen Vättis und Reußtal (Tödi) wenig mächtig vorkommt (vergl. R. Staub, Viertelj. N. G. Zürich 1919 S. 324), wurde er von dort an südwärts beckenförmig zu gewaltiger Mächtigkeit angeschwemmt und später in der Tertiärzeit als Glarner- und Mürtschendecke über die kristalline Grenzschwelle hinweg nach Norden transportiert (Tafel XVIII).

Die penninischen Decken enthalten keinen Verrucano, dagegen erscheint er wieder als Glied der noch weiter südlich abstammenden ostalpinen Decken.

## Trias.

Neuere, häufig gebrauchte Literatur betreffend Trias und Jura.

E. Renevier, Monographie des Hautes Alpes Vaudoises, „Beiträge" Lfg. 16, 1890.
A. Tobler, Gliederung der mesozoischen Sedimente am N-Rand des Aarmassivs, Verhandl. N. G. Basel 1897.
P. Arbenz, Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen, Eclogae vol. XI, 1907.
A. Buxtorf und E. Truninger, Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe usw., Verhandl. N. G. Basel Bd. XX, 1909.
K. Tolwinski, Die Grauen Hörner, Viertelj. N. G. Zürich 1910.
W. Staub, Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, „Beiträge" n. F. Lfg. 32, 1911.
H. Seeber, Die Faulhorngruppe, Diss. Bern 1911.
Arnold Heim, Monographie der Churfirsten-Mattstockgruppe, „Beiträge" n. F. Lfg. 20; III. Teil: Untere Kreide und Jura; Lithogenesis 1916.
J. Oberholzer, Versch. Aufsätze in „Eclogae" 1908, 1915, 1918.

Auch die helvetische Trias ist in der Hauptsache dreiteilig und schließt sich in reduzierter Ausbildung der germanischen Fazies an, mit der sie unter dem Molasselande hindurch zusammenhängend gedacht werden muß. Sie gliedert sich im östlichen Teil in Melsersandstein (Quarzitsandstein), Rötidolomit (mit Rauhwacke) und Quartenschiefer, den drei Gruppen Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper entsprechend. Dazu ist gelegentlich noch das Rhät entwickelt.

Die Trias setzt als Mantel der autochthonen Massive nur an wenigen Stellen aus (Windgälle, Gastern-Rücken) und greift in den östlichen Schweizeralpen auf die

Glarner-, Mürtschen- und Axendecke über, während sie in den oberen helvetischen Decken mit Ausnahme des Jochpasses bei Engelberg (Arbenz) tektonisch fehlt. In der Westschweiz bleibt die Trias mit Ausnahme der Zone des Cols im Autochthonen und im Wurzelgebiet zurück.

a) Östliche Schweizeralpen.

Am ausgedehntesten und besten entwickelt ist die Trias in der Magereu-Gruppe südlich des Walensees (Mürtschendecke z. T.). Sie besteht von unten nach oben aus:

1. Melser-Sandstein. Der Buntsandstein ist im östlichen Teil des Aar-M. durch 0 bis wenige Meter eines Arkose- oder Quarzsandsteins vertreten, der den Gneisen diskordant aufliegt und aus deren Verwitterungsprodukten gebildet wird (Vättis, Erstfeld, Engelberg). In gleicher Weise trifft man ihn in der Glarner- und Mürtschendecke dem Verrucano aufliegend. Am typischsten ist er in den Steinbrüchen von Mels bei Sargans, im Weißtannental und am Walensee entwickelt. Bankiger, weißlicher, oft quarzitischer Sandstein mit weißen und blaßrötlichen Quarz- und Feldspatkörnern, mit Bindemittel aus Sericit und Quarz; Mächtigkeit bis 8 m. Der Übergang zum Rötidolomit vollzieht sich innerhalb 4 m unter Wechsellagerung mit weißlichem bis rotem sericitisiertem Tonschiefer und sandigen Dolomitbänken.

2. Rötidolomit. Der Rötidolomit, von A. Escher nach der „Röthi" am Tödi benannt, geht unter Wechsellagerung aus dem Melsersandstein hervor und ist ein chemischer Niederschlag der Seichtsee. Vgl. S. 151. Im Aar-M.-Mantel hat die Rötidolomitstufe eine Mächtigkeit von 10—50 m. An der Windgälle, über einem Rest des hercynischen Rückens, fehlt er ganz, setzt aber südlich davon (Fernigen) mit einem Basiskonglomerat transgressiv auf den kristallinen Schiefern wieder ein. In der Glarnerdecke ist der Rötidolomit noch gleich ausgebildet wie bei Vättis, ca. 50 m. In der Mürtschendecke folgt über dem Melsersandstein eine 50—80 m mächtige Rauhwacke (= Rauchwacke, Zellendolomit, Cornieule) während der eigentliche dichte Rötidolomit darüber an Mächtigkeit abnimmt, bis in der Axendecke (Klausenpaß) nur noch eine dünne dichte Rötibank über der Rauhwacke übrig bleibt (J. Oberholzer). Im Gebiet von Mels-Weißtannen enthält die Rauhwacke zentimetergroße Sericitschieferstückchen und ist stellenweise mit dem hangenden Dolomitkalk (20 m) zusammen 50—80 m mächtig (E. Blumer, Eclogae 1908). Stets ist der Rötidolomit leicht zu erkennen: Festes, dichtes Gefüge, inwendig grau, auswendig weiß, gelb oder rotgelb, oft karrig angewittert und mehlig abfärbend.

Schreiten wir im abgewickelten Querprofil von N nach S, so ergibt sich, daß im Juragebirge, im Aar-M.-Mantel und in der Glarnerdecke die Rauhwacke der Muschelkalkstufe fehlt oder nur angedeutet ist, dann aber in der Mürtschendecke einsetzt, in der Axendecke dominiert und über das Gotthard-M. sich in das penninische Gebiet fortsetzt (vgl. S. 151).

3. Quartenschiefer. Der typische Quartenschiefer, von A. Escher nach dem Dorf Quarten am Walensee benannt, ist ein bunter bis blutroter Tonschiefer, meist brüchig, mit grünen Flecken, oft mit weißen Sandsteinbänken, Dolomitschichten und -brocken, von wechselnder Mächtigkeit. Vom roten Verrucanoschiefer ist er bei unvollständigen Aufschlüssen nur durch seinen Carbonatgehalt und geringere

Festigkeit zu unterscheiden. Der Quartenschiefer kann teilweise oder ganz durch Sandstein vertreten sein. Bei Vättis ist er 10 m mächtig, keilt aber schon 2 km westlich davon aus (Tolwinski). Er fehlt auch bei Erstfeld, tritt aber im Bockitobel auf der W-Seite der Reuß als 10 m mächtiger roter Sandstein wieder auf (Van der Ploeg, Eclogae 1912), um bei Engelberg abermals auszusetzen. Vom Tödi nach der S-Seite des Aar-M. ist er wohl entwickelt (Brigelserhörner, Bonaduz, Obersaxen). In den Glarner-, Mürtschen- und Axendecken steigt die Mächtigkeit bis auf etwa 50 m (Roterde am Schilt; Klausenpaß). An der „Roten Platte" östlich des Weißtannentals fand E. Blumer als Einlagerung einen Schiefer mit Glaukonitkörnchen, also eine echt marine Bildung. Fossilien sind im Quartenschiefer noch keine gefunden.

4. Rhät. Auf der S-Seite des Walensees findet man an verschiedenen Stellen gelbliche mergelige Dolomitbänke mit grauen und grünlichen Tonlagen von einigen Metern, die ihrer Lage nach zwischen Quartenschiefer und Lias dem Rhät entsprechen. Genauere Untersuchungen stehen noch aus. Rhät-Lumachelle, darüber eine Bank mit Cardinien (Hettangien?) wird von C. Schmidt von der Axendecke ob Spiringen erwähnt. Auch im Limmerntobel bei Linthtal (autochthon) ist der Quartenschiefer oben wieder von Dolomit bedeckt.

### b) Zentrale und westliche Schweizeralpen.

Das schöne autochthone Triasprofil von Innertkirchen an der Aare ist noch nicht genau beschrieben, wohl aber sind durch Gerber 1909 und Seeber 1911 genaue Profile vom Lauterbrunnental gegeben worden. Es lassen sich dort über dem Granit folgende Abteilungen unterscheiden (S. 151).

1. Untere Trias. Arkosesandstein mit grünen Tonschiefern, einige Meter.

2. Mittlere Trias. Unten 10—20 m Rauhwacke, darüber 15—30 m dickbankiger dichter Rötidolomit.

3. Obere Trias. a) Sandsteine und Equisetenschiefer, 0,5—8 m, am besten entwickelt „Auf dem Schopf", nach unten und oben scharf begrenzt, aus Quarzsandstein und schwarzen Tonschiefern mit Equiseten bestehend. b) Quartenschiefer und oberer Dolomit, bestehend aus sich vertretenden Lagen von gelb angewitterten, dolomitischen Kalken mit bunten Tonschieferlagen, 10—30 m. Eine fein kieselige, dunkel rot und grün fleckige Abänderung des Quartenschiefers im Hintergrund des Lauterbrunnentales wird als Wetzstein gebraucht. c) Rhät, oft fehlend, besteht aus rostig anwitternden Schiefern mit Quarzsandstein und Kalklagen mit Rhätfossilien, im Maximum 20 m (Schluchgraben). Beim Hotel Tschingelhorn sammelte Gerber Myophoria Ewaldi, M. depressa, Avicula contorta, Cardita austriaca, Leda percaudata, Gervillia praecursor, Corbula alpina usw.

Vom autochthonen Torrenthorn-Gebiet (Lötschenpaß) gibt Lugeon 1905 folgendes Profil über dem Granit:

Quarzit, brecciös; Schiefer und plattige Kalke; weißer Marmor 3 m; graue Kalke; graue kristalline Plattenkalke; schwarze glänzende Schiefer; Dolomitkalk (Rötidolomit) mächtig; Tonschiefer 1,4 m; Lumachelle 1,5 m = Rhät.

In der zentralen Zone des nach W untertauchenden Aar-M.-Mantels (Lötschental, Rothörner) besteht die Trias nur noch aus Dolomitkalk und Rauhwacke, während noch weiter südlich davon (S-Seite des Bietschhorn) wieder sowohl die Quarzite der Basis, als auch solche über dem Dolomit allgemein entwickelt sind (B. Swiderski, Bull. Soc. Vaudoise Sc. N., Dezember 1917).

Am N-Rand des Aiguilles Rouges-M. wird die Triasbasis nach Renevier, Favre und Schardt wie bei Erstfeld durch eine Arkosebank auf dem Kristallinen gebildet, die besonders schön am Col du Jora W vom Salantin entwickelt ist. Darüber folgen 6—10 m rote und grüne Schiefer („schichtes lie de vin") von der Fazies der Quartenschiefer, dann Rötidolomit und Rauhwacke. Bei Morcles ist eine dünne Bank von Kohle in der Rauhwacke eingelagert (Lugeon B. S. V. 1918).

Die Trias am Jochpaß bei Engelberg gehört nach P. Arbenz (Eclogae 1913) zur oberen helvetischen Decke und ist wie folgt gegliedert:

1. Rötidolomit 10 m (stark gequetscht).
2. Quartenschiefer, rote Tonschiefer mit dünnen Dolomitschichten, 15 m.
3. Schwarze und gelbliche Tonschiefer, 0,6 m
4. Gelbliche, dolomitisch-quarzitische Bank, bildet den Übergang von Quartenschiefer zum Rhät.
5. Rhät; zwei Kalkbänke, die tiefere voller Zweischaler, 0,75 m.
6. Kieselige Bank, 0,2 m.
7. Braungrauer, körniger Kalk mit Cardinien, 0,4 m, = Hettangien.

in verkehrter und reduzierter Schichtfolge

Über die Trias des Wurzelgebietes der Bonvindecke im Rhonetal, wo schon Studer und Escher Gips verzeichnen, ist noch nichts näheres bekannt.

Die mächtige Trias der „Préalpes internes" von Bex und Ollon besteht nach E. Renevier („Beiträge" 1890) in der Hauptsache aus Gips und Rauhwacke. Schon aus der Ferne springt der rundliche Hügel von Bex mit seinen kreideweißen Gipsaufschlüssen in die Augen. In diesem Gips mit Anhydritstöcken ist das seit Jahrhunderten ausgebeutete Steinsalz (Salzbreccie) von Bex eingeschlossen. Es wurde durch 3 Salzquellen verraten, denen mit Schächten und Stollen nachgegraben wurde. Seit 1823 wird das Salz durch Auslaugung aus 300—400 m Tiefe ausgebeutet. Die Produktion beträgt gegenwärtig etwa 5000 t pro Jahr (C. Schmidt).

Mit dem Gips sind gelegentlich bunte Mergel von der Fazies der Quartenschiefer vergesellschaftet. Dann folgen mächtige Zellendolomite, Dolomitbreccien und dolomitische feinkristalline Kalke, dann Rhät als dunkle Mergelkalke mit Avicula contorta.

Der Triasgips scheint für die ultrahelvetisch-penninische Grenzzone ein Charakteristikum zu sein und läßt sich längs der „Zone des Cols", dann vom Thunersee- zum Vierwaldstättersee-Gebiet (Schwyz-Rickenbach) bis Iberg und Wäggital verfolgen, wo er in einzelnen Fetzen im Wildflysch eingelagert ist. Offenbar lag südlich des Aar-M. ein Lagunenstreifen, in dem, besonders reichlich im westlichen Teil, Gips (Anhydrit) und Steinsalz abgelagert wurden. Die Erscheinung erstreckt sich südlich über das helvetische Gebiet hinaus (Gips in Obersaxen und am N-Rand der penninischen Zone von Piora bis S des Mt. Blanc).

Arnold Heim hat die Frage aufgeworfen, ob nicht vielleicht diese gipshaltige Trias als tiefere eingewickelte Abzweigungen der Niesendecke aus der penninischen Zone stamme (Eclogae 1919).

Ganz allgemein hat die helvetische Trias den Charakter einer Seichtmeerbildung mit chemischen Niederschlägen ($CaCO_3$, $MgCO_3$) neben Tonschlamm- und Sandeinschwemmungen. Sie transgrediert über den eingeebneten kristallinen Rumpf des hercynischen Gebirges.

## Lias.

### a) Östliche Schweizeralpen.

Im ursprünglich nördlichen Faziesgebiet ist Lias einzig bekannt von der Kreuzbachschlucht bei Vättis im autochthonen Aar-M.-Mantel, wo K. Tolwinski 1910 eine 2 m mächtige, sehr fossilreiche Liasbank entdeckt hat: „ein grünlicher, kompakter Schiefer, welcher ein sonderbares Gemisch von grober Echinodermenbreccie, glaukonitischem Kalk, Eisenerzen, gelben Dolomitbrocken und manchmal zahlreichen Belemniten- und anderen Fossilresten darstellt". Unter den 32 bestimmten Ammonitenarten sind die Leitammoniten des Toarcien vertreten: Lytoceras jurense, Harpoceras fallaciosum, Hammatoceras insigne und Hildoceras bifrons mit Coeloceras crassum. Dies ist soweit bekannt der fossilreichste obere Lias der Schweizeralpen.

Die Bank von Echinodermenbreccie, die von der autochthonen Zentralschweiz, von der Glarnerdecke und vom Mürtschenstock bekannt ist und früher (Stutz, Tobler u. a.) als Vertreter des Lias betrachtet wurde, gehört nach neuen Fossilfunden von Arbenz (Eclogae 1913) zur Aalenstufe, die von den Schweizergeologen zur Basis des Dogger gerechnet wird.

Erst auf den hohen Gebirgsflächen zwischen Sernftal und Walensee (Gulderstock, Magereu, Spitzmeilen, Brod, Mädems usw.) und bis an den Walensee herab stellt sich der Lias in bedeutender Mächtigkeit und regionaler Ausdehnung als Plateaudecken der Berge ein. Bald liegt er unvermittelt diskordant mit einer Rutschfläche auf Trias oder Verrucano, bald ist er anscheinend normal durch Rhät mit dem liegenden Quartenschiefer verbunden und enthält dann alle Liasstufen. Er besteht zur Hauptsache, 100—300 m mächtig, aus grauen, etwas spätigen Sand- und Kieselkalken mit kleinen Limonitflecken (größtenteils mittlerer Lias). Darüber folgen 50—100 m schwarze glänzende Tonschiefer, vermutlich Toarcien. A. Escher hat südlich des Walensees fossilreiche Horizonte entdeckt. Besonders ergiebig erwies sich der echinodermische grau und gelb punktierte Sandkalk an den Eisenbahneinschnitten zwischen Unterterzen und Mols. Nach Escher sind vorhanden: Spiriferina pinguis, Gryphaea arcuata, Cardinia hybrida, C. concinna, C. Listeri, Pecten textorius, P. Hehlii, Pentacrinus tuberculatus, Arietites Conybeari, Schlotheimia angulata, Belemnites acutus, paxillosus und andere.

Bei Berschis im Walenseetal (Säntisdecke) bilden mächtige dunkle Liasfelsen mit scharfgekrümmtem Synklinalbogen den hohen Felsen mit der malerischen Kapelle St. Georgen und in der westlichen Fortsetzung den Felskopf mit der Ruine Gräplang, dem Stammschloß der berühmten Familie von Tschudi. Das Gestein ist teilweise dem Kieselkalk der unteren Kreide zum Verwechseln ähnlich, enthält aber besonders in seinem oberen Teil auch grobsandige Lagen, die mit keinem anderen mesozoischen Sediment zu verwechseln sind. Sie enthalten milchige Quarzgeröllchen, gelbe Carbonatkörner und Echinodermentrümmer. Große Belemniten (B. paxillosus) sind in einzelnen dieser grobsandigen Lagen in förmlichen „Schlachtfeldern" vorhanden. Über diesem mittleren Lias folgt schwarzer, glänzender, fossilarmer, fein glimmersandiger Tonschiefer des oberen Lias („Beiträge" Lfg. XX, 1916).

Als einzige Relikte des helvetischen Lias zwischen den genannten Gebieten und der Wurzelzone finden sich diskordant auf Verrucano aufliegende, ausgewalzte und gestreckte Fetzen von Lias (?) auf dem Kamm S des Panixerpasses am Rotstock und gegen die Seterfurka.

In hohen düsteren Felswänden, stellenweise intensiv verfaltet oder in mehreren mächtigen Schuppen übereinander (Braunwalder Zwischendecken Oberholzers) läßt sich der Lias der Axendecke von der NE-Seite des Glärnisch über den Klausenpaß und auf der N-Seite des Schächentals bis gegen den Axen hinaus verfolgen, wo er oben als Deckenstirn endigt, um wieder auf der S-Seite der Urirotstockgruppe bis zum Jochpaß, tektonisch reduziert, fortzusetzen (XVIII, 2—3; XIX, 4—5).

Das abgewickelte Faziesprofil durch die östlichen Schweizeralpen helvetischer Fazies ergibt somit:

I. Ursprünglich nördliche Zone von ca. 30 km Breite mit fehlendem Lias, autochthone Zone (Ausnahme Vättis) u. untere helvetische Decken.

II. Ursprünglich südliche (jetzt nördliche) Zone mit fast plötzlich einsetzendem, transgressivem, mächtigem Lias, mit Sandkalk und oben Liasschiefer ähnlich Bündnerschiefer: mittlere und obere helvetische Decken, Zone Walensee-Klausenpaß (Fig. 67).

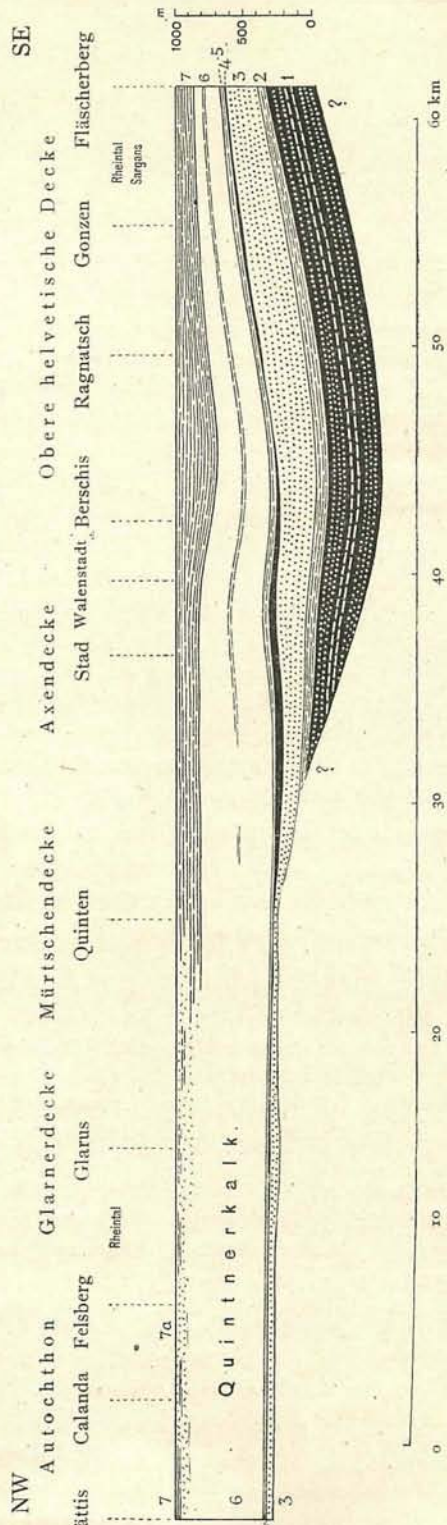



Fig. 67. Schematische Darstellung der Faziesveränderungen des helvetischen Jura in den östlichen Schweizeralpen, abgewickelt und zurückversetzt gedacht nach Arnold Heim 1916.

1. Unterer u. mittlerer Lias. 3. Unterer Dogger, Aalénien. 5. Schiltschichten, Argovien. 7. Zementsteinschichten, Portlandien.
2. Liasschiefer, oberer Lias. 4. Mittlerer u. oberer Dogger, vorw. Echinodermenbreccie. 6. Quintnerkalk (mit Mergelband). 7a. Korallenkalk gleichen Alters.
Tonige Bildungen: gestrichelt, dichter Kalkstein: leer, Echinodermenkalk: schwarz, sandige Bildungen: punktiert.

### b) Zentrale und westliche Schweizeralpen.

Am Jochpaß bei Engelberg ist nach Arbenz (Eclogae 1913) der untere Lias als verkehrter Schenkel zwar tektonisch stark reduziert, aber doch vollständig. Auf Rhät folgt Hettangien und Quarzit (unterer Lias), Sandkalk (mittlerer Lias) und tonige Schiefer (oberer Lias).

35 km weiter südwestlich finden wir am S-Ufer des Brienzersees wieder mittleren und oberen Lias, in Form einer 50 m hohen Felswand hervortretend. Er besteht nach H. Seeber von unten aus:

1. feinspätigem kieseligem Kalk mit Pecten aequivalvis und Belemnites, cf. paxillosus, 40 m;
2. Echinodermenbreccie mit Quarz- und Dolomit (?)-Körnern; Terebratula punctata Sow., Pecten Hehli; P. aequivalvis, P. corneus, Gryphaea obliqua usw., 3 m;
3. feinspätigem, sandigem Kalk;
4. schwarzem glänzendem, glattem Tonschiefer, 50—60 m.

Diese Ausbildung (1—3 = mittlerer, 4 = oberer Lias) stimmt mit Berschis und Glärnisch überein.

Zwischen Kander und Rhone ist kein Lias mehr in die Decken der Diablerets und des Wildhorn hinausgepreßt worden. Dafür wurde er in umso größerer Masse im autochthon-parautochthonen Gebiet östlich der Gemmi angestaut. Von N nach S den westlich untertauchenden Aar-M.-Mantel querend, ergibt sich nach Swiderski (Bull. Soc. Vaud. d. Sc. nat. 1917) folgende Anordnung der Lias-Sedimente (Fig. 54):

1. Gastern: Fehlen des Lias auf der Trias des Gasterngranit-Mantels.
2. Torrenthorn-Gebiet: Mächtiger detritischer Lias, teilweise in liegenden Falten über das Gastern-M. hinweggeschoben (Balmhorn NE-Fuß).
3. Fehlen des Lias in der Achsialzone des Aar-M. (Aargranit, Bietschhorn S-Seite).
4. Schließlich wieder mächtiger Lias in der „Zone des cols" usw.

Von Gastern zu den liegenden Falten des Balmhorn erscheint der Lias ebenso plötzlich, wie er sich im E in den helvetischen Decken (Magereu) einstellt. Lugeon gibt für das Balmhorn-Torrenthorngebiet folgende Gliederung, über dem Rhät:

1. Sericitische Schiefer mit Sandsteinbänken, darin am Nievenpaß Cardita, Gervillia, Arca, Mytilus usw., 4 m.
2. Hettangien, sandige Schiefer und kieseliger Sandstein mit Schlotheimia angulata, 5 m.
3. Sinémurien, 1 m mächtige Bank voller Gryphaea arcuata, ferner Arietites Bucklandi, A. rotiformis, A. multicostatus, Aegoceras Boncaulti. Darüber mächtige kieselige Sandsteine und Quarzite, grünlich mit rötlichem Zement.
4. Pliensbachien, mächtige Sandkalke, in einzelnen Bänken (Ferdenpaß) massenhaft schlecht erhaltene Ammoniten und Muscheln: Nautilus semistriatus, Aegoceras Mangenesti, A. latecostata, A. Valdani, A. pettos, Gryphaea cymbium, Spiriferina cf. Walcotti usw. Im oberen Teil Echinodermenbreccien und massenhaft Belemniten (wie bei Berschis). Kieselige, grobbankige Sandsteine und Quarzite, sehr mächtig (Ferdenrothorn). Belemnites acuarius (Domérien).
5. Toarcien: a) Echinodermenkalk mit Pentacrinus jurensis, Belemnites acuarius, B. exilis, B. elongatus, B. tripartitus, 1—5 m.

b) Sandige Kalkschiefer, oft glänzend und in großer Mächtigkeit; am Mayinghorn und Ferdenrothorn durch Echinodermenkalk vertreten.

Der gesamte Lias des Torrenthorn-Gebietes E von Leukerbad hat nach den neuen tektonischen Profilen von Lugeon eine Mächtigkeit von etwa 500 m.

An der Tour Salière westlich der Rhone bildet der Lias den Kern der liegenden Falte der Dents-du-Midi, d. h. der parautochthonen Morclesdecke, und besteht nach Collet (Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône, Genève 1910) aus einem kalkig-sandigen Komplex unten und schwarzen Schiefern oben.

Über den Lias des proximalen Teiles der Bonvindecke zwischen Sion und Sierre und der „Zone des Cols" fehlen noch genauere und sichere stratigraphische Profile, da die Tektonik äußerst kompliziert ist.

Mächtig ist der Lias am Oberlaubhorn (Laubhorndecke, Lugeon) und am Metschhorn bei Lenk, wo Sarasin et Collet (Archives Genève 1906) Leitfossilien des unteren Lias fanden: Arietites raricostatus, Aegoceras Listeri, Gryphaea obliqua.

Den ausgedehnten Lias von Bex und Ollon hat E. Renevier („Beiträge 1890) eingehend beschrieben, zwar ohne eine genaue Schichtfolge anzugeben. Er unterscheidet nach den paläontologischen Befunden über dem Rhät:

1. Hettangien, dünnbankige Kalke mit Psiloceras planorbis, P. Johnstoni, P. Longipontium und zahlreiche Muschelarten.

2. Sinémurien, Wechsellagerung von bläulichem Kalk mit dunkeln Schieferlagen (Gryonne) mit Chondriten und Gryphaeen; Belemnites acutus, Arietites Bucklandi, A. bisulcatus, A. Conybeari, A. spiratissimus, Aegoceras Actaeon, A. laevigatum, Schlotheimia angulata; zahlreiche Muscheln usw.

3. Toarcien, dunkle Mergelschiefer mit Belemnites acuarius, B. tripartitus, Stephanoceras crassum, Harpoceras bifrons, H. radians, H. serpentinum, H. vittatum, Amalthaeus margaritatus, Lytoceras fimbriatum usw.

Ob diese Liasvorkommnisse der Zone des Cols ultrahelvetisch oder teilweise bereits penninischer Herkunft sind, ist noch nicht sicher. Auf alle Fälle ergibt sich, daß der helvetische Lias sich allgemein in eine untere, vorwiegend sandig-kalkige bis quarzitische, und eine obere schieferige Abteilung gliedern läßt, wobei die erstere dem unteren und mittleren, die letztere dem oberen Lias (Toarcien) entspricht. Die Fazies ist vorwiegend terrigen-detritisch; das Material stammt aus den hercynischen kristallinen Zonen.

Die Grenze zwischen dem nördlichen Ablagerungsgebiet, in dem Lias fehlt oder nur lokal vorhanden ist, und dem südlichen Absatzgebiet mit zusammenhängendem mächtigem Lias verläuft von der S-Seite des Aiguilles Rouges-M. bei Martigny über das Balmhorn und von dort östlich schief über den Aar-M.-Rücken hinweg nach dessen S-Seite. Mit Ausnahme seines Westendes ist das Aar-M. im allgemeinen liasfrei und war wohl zu jener Zeit ein seichter Festlandrücken.

## Dogger.

### a) Östliche Schweizeralpen.

Eisengehalt rechtfertigt auch in den Alpen den Namen brauner Jura. Der helvetische Dogger zerfällt in den östlichen Schweizeralpen in folgende Stufen:

Callovien, Blegi-Eisenoolith
Bathonien, Parkinsonischichten } oberer Dogger,
Bajocien, Echinodermenkalk, mittlerer Dogger,
Aalénien, Eisensandstein und Opalinusschiefer, unterer Dogger.

Vom liegenden Liasschiefer läßt sich der „Opalinusschiefer" nicht immer scharf abgrenzen, während die obere Doggergrenze vollkommen scharf ausgebildet ist. Da die Grenze von Eisensandstein- und Echinodermenkalk zeitlich nicht überall genau mit der Grenze zwischen Aalénien und Bajocien zusammenfällt, benützen wir statt

dessen im Sinne von Arbenz die weniger scharf begrenzten Begriffe „unterer" und „mittlerer" Dogger.

Der untere Dogger liegt im ursprünglich nördlichen Faziesgebiet, d. h. im Autochthonen und in der Glarner- und Mürtschendecke fast überall transgressiv auf der Trias. Bei Vättis besteht er nach Tolwinski von unten aus: 1. Echinodermenbreccie 7 m; 2. „Opalinusschiefer" 25 m; 3. Eisensandstein 12 m. Ähnliche Verhältnisse fanden P. Arbenz und W. Staub bei Felsberg und Bonaduz auf der autochthonen Südseite des östlich untertauchenden Aar-M. Zwar scheint dort die Basis-Echinodermenbreccie verschwunden zu sein und die Hauptmasse des unteren Doggers aus schwarzen Schiefern (50—70 m) zu bestehen. In der Glarner- und Mürtschendecke ist der untere Dogger 20—40 m mächtig und besteht unten aus schwarzem „Opalinusschiefer", oben aus „Eisensandstein" mit lokaler Vertretung durch rostige Echinodermenbreccie und Lumachelle (Mürtschenstock—Robmen).

Mit dem Übertritt zur Axen- und Säntisdecke schwillt der Dogger (wie der Lias) rasch auf 100—400 m Mächtigkeit an (Fig. 67) und besteht größtenteils aus typischem Eisensandstein: ein braunschwarzer und knollig-flaseriger, kalkhaltiger, eisenschüssiger Tonsandstein mit Glimmerschüppchen, in dem der Quarzsand linsenartig von glänzend-graphitschwarzen Tonhäuten umgeben ist, darin eingeschaltete Lagen von knollig sandigem Tonschiefer, Sandsteinbänken und Echinodermenbreccien. Seine rote Anwitterung rührt von $FeS_2$ und Glaukonitkörnchen, doch sind die letzteren selten in frischem Zustand erhalten geblieben. Der Eisensandstein ist leicht von allen andern helvetischen Schichten zu unterscheiden. Die Fazies ist vorwiegend terrigen-detritisch. Diagonalschichtung der Sandsteinbänke wurde mehrfach in der Alviergruppe beobachtet. Fossilien, ausgenommen schlecht erhaltene Bruchstücke in den Lumachellen, sind selten. Das Auftreten des typischen Harpoceras Murchisonae (Walenstadt, Bisital und Kinzigtal) verweist den Eisensandstein zum Aalénien.

Der mittlere Dogger besteht vorwiegend aus dunkelgrauen, hellbraun anwitternden Echinodermenkalken, die vom Autochthonen bis zu den unteren helvetischen Decken eine konstante Abteilung von geringer Mächtigkeit (2—10 m) bilden. Auf den angewitterten Flächen sind häufig schöne Pentacrinussterne zu finden. In der Axen- und Säntisdecke schwillt der Echinodermenkalk des Bajocien zu 50 bis 100 m Mächtigkeit an (Glärnisch). Im mittleren Teil trifft man bei Walenstadt Knauer und ganze Lagen von Silex. Weiter südöstlich im Seeztal wird die vorher massige Echinodermenbildung dünnbankig und reduziert sich bis auf weniger als 4 m (Ragnatsch). Bei Heiligkreuz (Seeztal) liegt an deren Stelle ein 15 m mächtiger, kompakter, dichter, hellgrauer, gelblich anwitternder Kalk, dessen Faltungen man schon von der Eisenbahn aus verfolgen kann. Am Gonzen ist wieder die Fazies der Echinodermenbreccie (20 m) entwickelt, die sich bis zum Fläscherberg fortsetzt (Arn. Heim 1916). Sie liefert überall sehr druckfesten Baustein (Walenstadt).

Von besonderem Interesse ist der oberste Teil der Echinodermenbildung, der in zwei verschiedenen Fazies eine reiche Fauna ausbeuten ließ:

1. Bei Wolfinge ob Walenstadt (Säntisdecke) geht der Echinodermenkalk in eine 20—30 cm dicke Bank von buntem, vorwiegend rosafarbigem Echinodermenkalk über, der vom hangenden Eisenoolith messerscharf begrenzt wird. In der

dichten Kalkgrundmasse sind neben Echinodermen- und anderen Schalentrümmern schöne Albit-Kriställchen ausgebildet. Neben kleinen Ammoniten sind Brachyopoden zahlreich (Fig. 68).

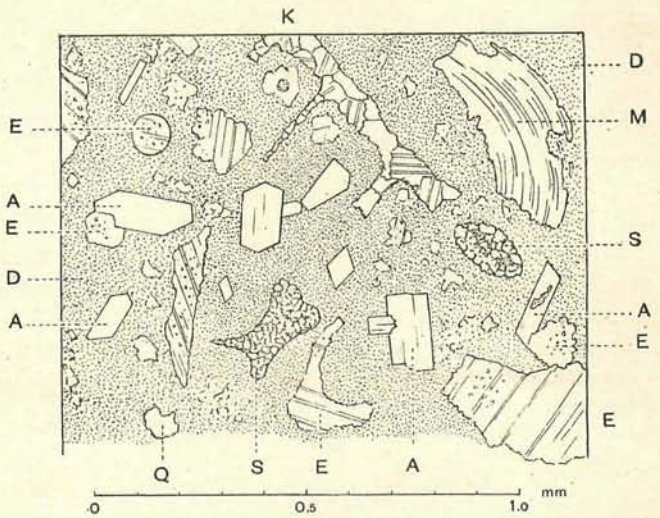



Fig. 68. Dünnschliff d. Doggerkalkes mit Cosmoceras Garantianum von Walenstadt, nach Arnold Heim 1916.

A. Albitkriställchen.
D. Dichte Kalkgrundmasse.
E. Echinodermenfragmente.
K. Korallenfragment.
M. Molluskenfragment.
Q. Quarzsandkörnchen.
S. Querschnitt v. Schwammnadeln.

2. Am Gurbsbach und Berschnerbach, 5 km weiter SE, ist diese Bank durch einen schwarzen, feinkörnigen Kalk von 10—30 cm Mächtigkeit mit schönen Einzelkorallen und zahlreichen, normal großen Cephalopoden vertreten.

Diese beiden von A. Jeannet bearbeiteten Faunen (in Arn. Heim, „Beiträge" 1917) stimmen miteinander überein und entsprechen mit ihren zahlreichen Exemplaren von Cosmoceras Garantianum und Cosmoceras subfurcatum zweifellos der jüngsten Zone des Bajocien. Den gleichen Fossilhorizont hat J. Oberholzer neuerdings auch am Fronalpstock (Mürtschendecke) und auf der S-Seite des Glärnisch (Axendecke) aufgefunden.

Der obere Dogger ist in den östlichen Schweizeralpen sehr schwach entwickelt.

Das Bathonien kennt man östlich der Linth nur von Walenstadt-Stad (Walenstadter-Zwischendecke), wo es als 0,4 m dicke mergelige Bank zwischen Echinodermenkalk und Eisenoolith eingeschaltet ist und neben Zweischalern zahlreiche Exemplare von Parkinsonia depressa und auch den Leitammoniten des unteren Bathonien: Oppelia fusca, geliefert hat.

Sonst liegt überall mit scharfer glatter Grenze auf dem Echinodermenkalk direkt der Eisenoolith des Callovien oder Blegi-Oolith (nach der Oberblegi-Alp am Glärnisch benannt von A. Escher). Dieser Horizont ist zwar meist nur 0,2—3 m mächtig, aber so typisch, daß er auch ohne Fossilien sofort erkannt werden kann: ein dichter bunter Kalk durchzogen von Schwärmen von 0,5—2 mm großen Ooiden aus Chamosit (grün) oder Hämatit (rot) und Magnetit. Vom autochthonen Gebiet, wo der Blegioolith nie fehlt, läßt sich diese charakteristische, scharf begrenzte Bank in die unteren und oberen Decken hinein verfolgen. Bei Walenstadt (Walenstadter-Zwischendecke) setzt sie stellenweise aus, um bei Berschis in der Säntisdecke von

neuem aufzutreten, und zwar in teilweise schieferiger Fazies, bis sie am Tschuggen und Fläscherberg verschwindet.

Die Fossilien, an denen der Eisenoolith oft reich ist, sind meist nicht leicht aus dem harten Gestein herauszuschlagen. In den langen Listen älterer Autoren sind sie infolge des Sammelns im Schutt mit solchen tieferer Horizonte vermischt; daher stammt auch die unrichtige Bezeichnung „Parkinsoni-Callovien-Eisenoolith". Die neue Ausbeute bei Berschis-Walenstadt hat ergeben, daß der Blegi-Eisenoolith dem Callovien allein angehört. Er enthält verschiedene Macrocephaliten, Sphaeroceras microstomum, Perisphinctes aurigerus usw. und Brachyopoden, also Vertreter der Zone des Macrocephalites macrocephalus.

Der Callovien-Eisenoolith ist vielfach vorübergehend in Ausbeute genommen worden. So an der Guppenalp und am Bärentritt (Glärnisch), untere (2000 m) und obere (2500 m) Eisengrube S-Seite der Windgällen (war eine Zeit lang lohnend), Erzhubel in Hasli, Rotefluh im Urbachtal, Stechelberg (Lauterbrunnen), Chamoson (Wallis). Erzegg (2176 m) und Planplatte (2237 m) NE Meiringen bieten am ehesten günstige Aussichten. Goldhaltiger Pyrit, Arsenkies und Freigold in Quarz- und Calcitadern des unteren Doggers wurden 1809—1813 und 1856–1861 am S-Fuß des Calanda („Goldne Sonne" bei Felsberg) ausgebeutet. Das größte Stück Freigold wog 125 g.

### b) Zentrale und westliche Schweizeralpen.

Im autochthonen Reußgebiet ist der Dogger ausgezeichnet gegliedert und zusammenfassend durch A. Tobler u. A. beschrieben worden. Der untere Dogger ist als 5—15 m mächtiger, schwarzer, fein glimmersandiger Tonschiefer mit Toneisenkonkretionen entwickelt, der meist als Opalinusschiefer bezeichnet wird, obwohl darin Lioceras opalinum nicht sicher gefunden worden ist. Im Vergleich zum Parkinsonischiefer wird er auch „unterer Schiefer" genannt. Er transgrediert auf der W-Seite der Reuß auf Rötidolomit, auf der E-Seite auf Vertretern des Quartenschiefers (Van der Ploeg, Eclogae 1912). Tobler erwähnt Posidonia opalina, Nucula Hausmanni, Leda rostralis, Astarte Voltzi usw. (Fig. 69).

Die Echinodermenbildung des mittleren Dogger ist an der Reuß wohlentwickelt, etwa 30 m mächtig und durch die Kieselknauerschichten im mittleren Teil dreigeteilt. Nahe an der scharf begrenzten Basis ist stellenweise beiderseits der Reuß (z. B. Ribiboden ob Silenen) im Echinodermenkalk ein Riesenoolith („Makro-Oolith") von 10—30 cm Mächtigkeit ausgebildet, der aus 1 bis zu 10 cm großen eisenhaltigen Ooiden zusammengesetzt ist! In der unteren Echinodermenbreccie fand Van der Ploeg Ludwigia falcata, eine Form, die mit L. Murchisonae zusammengeht und darauf hinweist, daß die Echinodermenabteilung vielleicht schon mit dem Aalénien beginnt. Bezeichnend ist auch Pecten (Variamussium) pumilus. Die obere Echinodermenbreccie wird von Tobler als „Korallenhorizont" bezeichnet, da sie neben kleinen Zweischalern (Pecten, Trigonia u. a.) stellenweise zahlreiche Korallen (Isastraea, Thamnastraea u. a.) enthält.

Den Abschluß der Echinodermenabteilung des Bajocien bildet der „untere Eisenoolith" oder „Bifurcatenoolith", in Form einer 0—2 m mächtigen Kalkbank mit Eisenooiden. Sie ist dem Blegi-Oolith ähnlich, enthält aber eine ältere Fauna mit Cosmoceras Garantianum und C. bifurcatum. Der untere Eisenoolith des Reußgebietes entspricht somit den Fossilhorizonten von Wolfinge und Grubsbach bei Walenstadt.

Der obere Dogger beginnt mit den „Parkinsonischichten" oder „oberen Schiefern". Es sind graue bis schwarze Mergelschiefer, die dunkle rauhe Kalkbänke einschließen und im oberen Teil in solche übergehen. Im Urbachtal ist nach Tobler das gesamte Bathonien durch einen oolithischen Kalk vertreten, der an den jurrassischen Rogenstein erinnert. Mächtigkeit 10 bis 20 m. Parkinsonia Parkinsoni, P. ferruginea, P. Neuffensis, Rhynchonella varians, Brachyopoden usw.

Über diesem Bathonien, oft ohne scharfe Grenze, folgt der Eisenoolith des Callovien, meist 1—5 m mächtig, mit Macrocephalites macrocephalus (Urbachtal), Stephanoceras coronoides, zahlreichen Perisphincten, Belemniten usw. (Über das metamorphe Eisenerz der Windgälle vergl. S. 99 und 100).

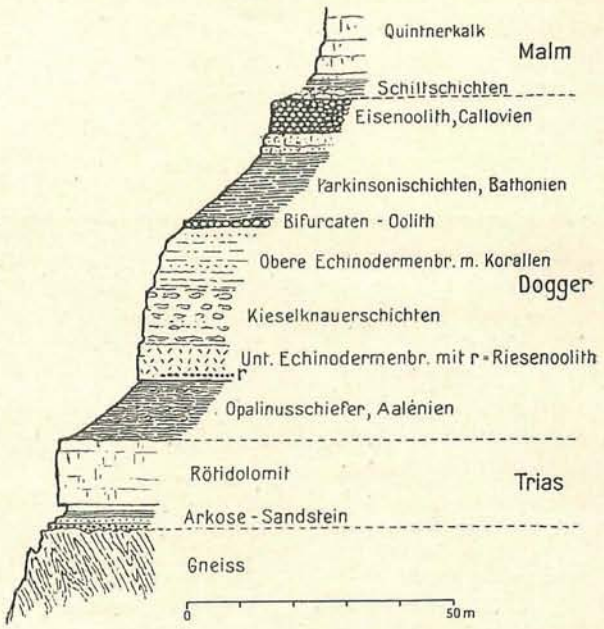



Fig. 69. Das autochthone Trias-Doggerprofil bei Erstfeld, Nordrand des Aarmassivs.

Noch in der Trias bildete die Windgällebasis einen NE streichenden Festlandrücken, gegen den von beiden Seiten der Rötidolomit auskeilt. Bis zum Bajocien bleibt der Porphyr als Festlandrücken bestehen. Östlich ob Erstfeld keilen nach W. Staub die Opalinusschiefer aus. An ihrer Stelle trifft man auf der S-Seite der Windgällenfalte die Fazies des bekannten Eisensandsteines. An den „Roten Hörnern" zwischen der großen und kleinen Windgälle hat Albert Heim schon 1872 („Mechanismus" S. 63) Porphyrgerölle in Echinodermenkalk und einem anscheinend lokalen Eisenoolith mit zahlreichen Pekten, Lima, Belemniten beschrieben und daraus mit Recht auf eine alte Porphyrinsel geschlossen. Die vollkommen gerundeten Strandgerölle erreichen bis zu 60 cm Durchmesser. W. Staub hat gleiche Gerölle auch an anderen benachbarten Stellen gefunden. Erst der oberste Teil der Echinodermenbildung des Bajocien greift transgressiv über den Rücken hinweg. Die Parkinsonischiefer keilen nach SE aus und bleiben auf die dem Juragebirge zugekehrte Seite beschränkt. Erst vom Eisenoolith des Callovien an, der sich ohne Faziesveränderung fortsetzt, hat die Sedimentation nichts mehr vom Windgällen-Porphyrrücken verspürt (Fig. 70).

Von der Reuß setzt sich der autochthone Dogger am N-Rand des Aar-M. kontinuierlich nach W fort. Bei Engelberg und Innertkirchen wird die Doggerbasis (unter dem Opalinusschiefer) durch eine Echinodermenbreccie mit Lioceras opalinoides gebildet, die nach Arbenz (Eclogae 1913) dem untersten Aalénien entspricht.

Am Fuß der Jungfrau ist der Dogger sehr schwach entwickelt und besteht meist nur noch aus 5—10 m Echinodermenkalk (Bajocien) und 1—3 m Eisenoolith mit Parkinsonia Parkinsoni (Seeber). In der Gegend der Blümlisalp schwillt der Dogger nach Trösch auf 200 m an (mächtige Opalinusschiefer), worauf er weiter südlich am Balmhorn, wo der Lias einsetzt, zu ganz gewaltiger Entwicklung gelangt, wie wir sie im E nur aus dem Deckengebirge kennen. In grandiosem Bogen setzt sich die gewaltige, liegend gefaltete Doggerwand vom Balmhorn südwestlich über den Zagengrat nach der Gemmi und von dort südlich bis Leuk fort, die Mantel-

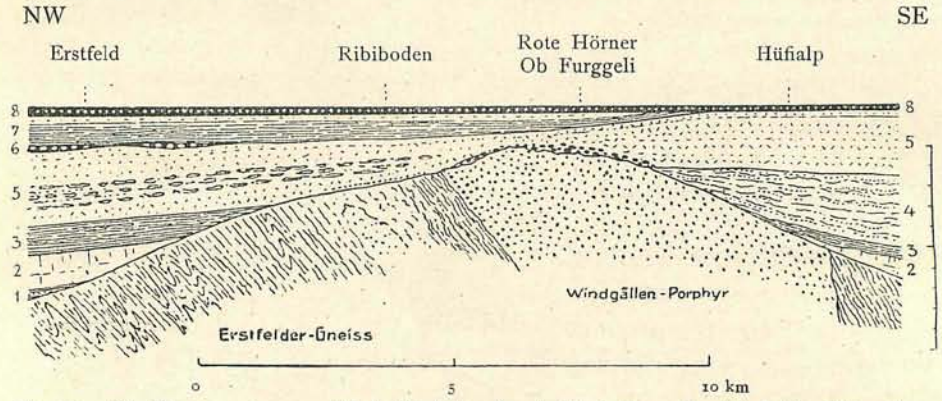



Fig. 70. Die Transgression am Windgällerücken (nach Abwicklung der Windgällenfalte, etwas schematisiert, nach Beobachtungen von Alb. Heim und Walter Staub).

1. Untere Trias.
2. Rötidolomit.
3. Opalinusschiefer } Aalénien.
4. Eisensandstein }
5. Echinodermenkalk, im NW mit Kieselknauerschichten, Bajocien.
6. Bifurcatenoolith.
7. Parkinsonischichten, Bathonien.
8. Blegi-Eisenoolith, Callovien, darüber Oxford-Argovien.

hülle des untertauchenden Aar-M. bildend. Genauere stratigraphische Untersuchungen sind im Gange. Nach vorläufiger Mitteilung von Lugeon ist der Dogger auf kleinem Raum mannigfaltigen Fazieswechseln unterworfen. Am Torrenthorn besteht der untere Dogger aus:

1. mächtigen weichen Tonschiefern des Aalénien, 2. 0,4 m Bank von Echinodermenkalk mit Harpoceras Murchisonae, 3. schwarzen Tonschiefern 150 m.

Nördlich davon, am Balmhorn, ist fast der ganze Dogger in Echinodermenfazies, südlich davon, bei Feschel, umgekehrt größtenteils tonig ausgebildet. Die Gesamtmächtigkeit erreicht nach den neuen Profilen von Lugeon etwa 500 m.

Nach 35 km weiter Überdeckung kommt der Balmhorndogger wieder bei Chamoson als Kern der Morclesdecke zum Vorschein und setzt sich im Kern der Dents du Midi-Falte westlich der Rhone fort, während nördlich davon, am Massivrand bei Morcles und Mex, nach Renevier der Dogger völlig fehlt.

Nun bleibt noch der Dogger des Deckengebirges zu betrachten. Er tritt in gewaltiger Mächtigkeit in den liegenden Faltenkernen östlich und westlich Engelberg auf. Nach Arbenz sind zunächst am Jochpaß auch die Opalinusschiefer teilweise durch typischen Eisensandstein mit Echinodermenbreccien vertreten. In den höheren Falten mit südlicherer Herkunft schwillt der Dogger zu immer größerer

Mächtigkeit an, bis er am Hochstollen über 500 m erreicht. Von dort setzt er sich in gleicher Fazies nach SW über das Faulhorn (XX, 8) nach dem Schilthorn im Berner Oberland fort, wo jedoch die Mächtigkeit wieder etwas abgenommen hat.

Ein wesentlicher Unterschied gegenüber dem Walenseegebiet ist westlich Engelberg die Ausbildung der sogen. Cancellophycus-Schichten mit der Alge Cancellophycus (= Zoophycos) scoparius (nicht zu verwechseln mit denen der Préalpes und Klippen), die sich zwischen Eisensandstein und Echinodermenbreccie entwickeln und hauptsächlich aus rauhen, plattigen Kieselkalken mit tonigen Zwischenlagen bestehen. Nach Arbenz erreichen sie westlich Engelberg eine Mächtigkeit von über 400 m und gehören zum unteren Teil des Bajocien (Tabelle S. 286).

Zum Unterschied von Trias und Lias zeigt sich, daß der Dogger am Aufbau aller größeren helvetischen Decken teilnimmt. Im W setzt er lückenhaft im Rücken des Aiguilles Rouges-M. ein (XXI), entfaltet sich mächtig in den Balmhorn-Morcles-Falten, bildet den Kern der Diablerets- und der Wildhorndecke und greift auf die Bonvindecke über. Sein südliches Ende kennen wir nicht. Es ist wohl möglich, daß er sich verschiefert und in den penninischen Bündnerschiefer fortsetzt.

Überblicken wir den Dogger nach Abwicklung, so ergibt sich, daß sich ein nördliches transkontinentales Ablagerungsgebiet mit schwach entwickeltem, klar gegliedertem Dogger von einem südlichen, geosynklinalen mit großer Mächtigkeit und vielfachen Faziesveränderungen unterscheiden läßt (Fig. 67). Im nördlichen Gebiet sind temporäre oder die Doggerzeit überdauernde Inselrücken erkennbar, wie der Windgälle-Fernigen-Rücken, der sich vielleicht über das Finsteraarhorn fortsetzte, und der autochthone Rücken vom Gasterngranit bis Morcles, wo der ganze Dogger fehlt. Bezeichnend ist, daß das Bathonien am klarsten auf der N-Seite dieses Rückens in der Zentralschweiz entwickelt ist und mit seinen Parkinsonien und Rhynchonella varians auch am meisten an das Juragebirge erinnert. Im übrigen sind mehr als 95 % des helvetischen Doggers terrigen-klastische Bildungen (mit organogenen Beimengungen) des Aalénien und Bajocien, während der obere Dogger „zögernd" mit Unterbrechungen abgelagert wurde und im Eisenoolithkalk ein bathyales, chemisches Sediment von erstaunlicher Beständigkeit bei großer Ausbreitung und scharfer Eigenart geliefert hat. Die Grenze zwischen nördlichem und südlichem Faziesgebiete verläuft im E zwischen Mürtschen- und Axendecke, d. i. ursprünglich etwa 20 km südlich des Aar-M. Von dort wendet sie sich westlich schief über das Massiv hinweg, um zwischen Blümlisalp und Balmhorn mehr gegen dessen N-Seite hervorzutreten und sich von dort wieder südwestlich gegen Martigny zu wenden. Wie für den Lias bildete die Balmhorngruppe eine etwas vorspringende Bucht, von der aus sich nach SE die klastischen Sedimente in gewaltiger Mächtigkeit ansammelten.

Über den ultrahelvetischen Dogger im proximalen Teil der Bonvindecke (La Chaux-Chandolin) und der Zone des Cols ist stratigraphisch noch wenig bekannt. Der Pommerngrat bei Lenk besteht zum großen Teil aus typischem Eisensandstein.

Ganz eigenartig ist der Dogger der Préalpes externes von Bulle entwickelt. Von der Sarine hat Gilliéron (Beiträge 1873) ein vereinzeltes Vorkommnis von Mergeln mit sandigen Kalkbänken beschrieben, die große Exemplare von Stephanoceras Humphriesi enthalten und ganz bedeckt sind von prachtvollen Abdrücken

der Alge Zoophycos scoparius. Bei der Trême-Brücke Pereyre ist das Bathonien vertreten durch 3 m fossilreiche knollig-konglomeratische Kalkbänke mit Parkinsonia compressa, Belemnites giganteus usw.; darüber 6 m harte Sandkalkbänke, dann 10—30 m Kalkschiefer mit feinsten dunkeln Flaserhäutchen, „Mikroflaserschichten" (Arn. Heim, Verh. Schw. N. G. 1919). Der Reichtum an Zoophycosalgen scheint für den südlichst helvetischen Dogger bezeichnend zu sein.

Gliederung des Doggers der Wildhorn-Säntisdecke.

SW NE

| | Schilthorn nach Trösch 1908 und Arbenz, Mitt. N. G. Bern 1917 | Faulhorn nach H. Seeber 1911 | Hochstollen—Erzegg westl. Engelberg nach Arbenz 1907 und 1917 | Walenstadt—Gonzen nach Arnold Heim u. A. Jeannet 1917 |
|---|---|---|---|---|
| Callovien | Eisenoolith mit Hecticoceras hecticus | Bläulicher, eisenoolithischer Kalk mit Hecticoceras hecticus 0,5 m<br>Brecciöser Kalk mit Macroc. macrocephalus, Brachyopoden 1 m | Eisenoolith, oberer Teil 1,5 m | Eisenoolith mit Macrocephalites 1 m |
| Bathonien | „Parkinsoni-Oolith" mit Oppelia cf. fusca | Schwarze, glimmerführende Tonschiefer 10 m | Fossilhorizont mit Cosmoc. Niortense (unterer Teil des Eisenerzes) 3—4 m<br>Schwarze Tonschiefer 0 – 20 m | Fehlt meist |
| Bajocien | Spatkalk (Echinodermenbr.) 150 m<br>„Cancellophycusschichten": graue Kieselkalke mit tonigen Zwischenlagen 150 m | Grauer Echinodermenkalk mit Avicula Münsteri, Waldh. digona 100 m<br>„Cancellophycusschichten": feinspätige Kalke mit Schieferlagen, Belemniten; Cancellophycus scoparius 200 m | Echinodermenbreccie mit Terebratula cf. ovoides 15 m<br>„Cancellophycusschichten": rauhe plattige Kalke und tonige Schiefer 330 m<br>Tonschiefer 100 m | Fossilhorizonte Wolfinge und Gurbsbach mit Cosmoceras Garantianum 0,2 m<br>Echinodermenkalk 60 m |
| Aalénien | Quarzitische Eisensandsteinbank 10 m<br>Sandig-tonige Schiefer 50 m<br>Eisensandstein mächtig, und knorrige Schiefer (ohne Echinodermenbr.) | Eisensandstein und Schieferkalke mit Quarzitbänken, mit Trigonia costata, lineolata, costellata; Ludwigia Murchisonae 105 m<br>Knorrig wulstige Schiefer (Opalinusschiefer) mit Posidonia opalina 30 m | Quarzitbank 1—2 m<br>Schwarze, glimmerhaltige Schiefer 25 m<br>Eisensandstein mit viel Echinodermenbreccie 100—200 m<br>Ludwigia Murchisonae (Basis unbekannt) | Eisensandstein mit Ludw. Murchisonae, im oberen Teil mit Echinodermenbreccien, Tonschiefer, Sandsteinbänken 200—300 m (Opalinusschiefer) |

## Malm.

Der Malm wurde allgemein und in großer Mächtigkeit über das helvetische Gebiet abgelagert; das hercynische Gebirge war tief im Meer versenkt (Fig. 67).

Bei vollkommener Ausbildung lassen sich von unten unterscheiden:

a) Oxfordschiefer, schwarze Mergelschiefer und Kalkbänke, nur im südlichen Ablagerungsgebiet mächtig entwickelt. Oxfordien s. str. = Divésien.

b) Schiltschichten. Ihr unterer Teil besteht aus dem typischen Schiltkalk (von A. Escher nach dem östlichen Gipfel des Schilt oder Schild bei Glarus benannt). Dieses leicht kenntliche, wenig mächtige Gestein ist ein mergeliger, gelb und blaugrau fleckiger, knolliger, dünnplattiger Kalkstein mit reicher Tiefseefauna (Ammoniten, Brachyopoden, Schwämme) des Argovien (Zone des A. transversarius). Die gelben Partien erweisen sich unter dem Mikroskop als Ankeritkriställchen, die in Limonit übergehen (Mikrophot. in „Beiträge" XX, 1916). Der Schiltkalk geht nach oben in Mergelschiefer (Schiltschiefer) über.

c) Quintnerkalk. (Von A. Escher nach dem Dorf Quinten am Walensee benannt. Unter „Hochgebirgskalk" verstand Conrad Escher v. d. Linth den gesamten helvetischen Malm.) Der Quintnerkalk ist ein dichter, splittriger, inwendig dunkelblaugrauer bis schwarzer, geschichteter, schwach dolomitischer fossilarmer Kalkstein von heller Anwitterung, oft mit schwarzen Silexknollen, nach Alb. und Arn. Heim ein vorwiegend chemischer Niederschlag. Er ist bis 600 m mächtig und bildet die gewaltigsten Felswände der helvetischen Alpen (Glärnisch, Tödi, Windgälle, Titlis, Eiger, Jungfrau usw. XVIII, 3; XIX, 4—6 usw.). Der Quintnerkalk vertritt die Stufen des Sequan und Kimmeridge, vermutlich aber auch noch das ältere Portland (Tithon).

d) Zementsteinschichten (Arnold Heim 1907), oberes Portland. Schwarze Mergelschiefer mit dichten Kalkbänken vom Typus des Quintnerkalkes, bis 400 m mächtig (Rohmaterial der großen Zementfabriken am Walensee). Im nördlichen Ablagerungsgebiet werden sie vertreten durch hellen Korallenkalk („Troskalk" A. Eschers zum Teil).

Diese Schichtabteilungen a—d sind meist durch vertikale Übergänge verbunden.

### a) Östliche Schweizeralpen.

Im autochthonen und parautochthonen Gebiet, wie in den unteren helvetischen Decken folgt über dem Callovien-Eisenoolith mit messerscharfer Grenze der typische Schiltkalk, meist 1—3 m mächtig, reich an Ammoniten, besonders Perisphincten, dann Belemniten, Spongien, Brachyopoden usw., die einer Revision bedürfen. Die darüber folgenden Schiltschiefer leiten rasch in den mächtigen Quintnerkalk über, dessen oberer Teil oft als massiger, hellgrauer Korallenkalk („Unterer Troskalk" Oberholzers) entwickelt ist (Vättis, Glarus, Wageten usw.). Die Mergelfazies der Zementsteinschichten ist im Autochthonen lokal und schwach entwickelt (Tödigipfel) und bildet sich erst in der Mürtschendecke („schwarze Schnur") regional aus.

In der Axen- und Säntisdecke nimmt die Schieferfazies der Schiltschichten überhand, bis im südöstlichsten Teil (Gonzen, Fläscherberg) überhaupt nur noch ein vorwiegend gelblicher, glatter Mergelschiefer von 30—40 m übrig bleibt, der ganz allmählich durch Aufnahme von Kalkbänken in den Quintnerkalk überführt. Die Schiltschichten der Alviergruppe enthalten nach neuen Bestimmungen von

A. Jeannet Trimarginites Arolicum, T. Eucharis, Oppelia discus, O. lophotus, O. callicera, Phylloceras und Perisphincten (Arn. Heim, „Beiträge" Lfg. XX).

Der Quintnerkalk teilt sich von Walenstadt an nach SE durch ein etwas mergeliges Band in drei Teile und nimmt an Mächtigkeit ab bis auf etwa 200 m (Fläscherberg Fig. 67). An der unteren Grenze des Mergelbandes ist am Gonzen eine auf etwa 2 km zusammenhängend verfolgte Schicht von dichtem Roteisenerz eingelagert, die schon in der Römerzeit abgebaut wurde und heute neuerdings in Ausbeute steht. Sie hat eine Mächtigkeit von durchschnittlich 1—2 m und einen Eisengehalt bis zu 65 %, ist auch lokal reich an erdigem Manganerz. Die Eisenerzschicht ist nicht metasomatisch entstanden. Sie enthält Ammoniten in Erzsubstanz und läuft gegen E allmählich durch Zunahme des Kalkgehaltes in eine gewöhnliche Quintnerkalkschicht aus. Wie ist eine solche syngenetische Einlagerung von einigen Quadratkilometern mitten in der hochmarinen Ablagerung des Quintnerkalkes, entfernt von jedem Ufer und jeder Gelegenheit zur Eisenlieferung, zu erklären? Alb. Heim denkt sich als Eisenlieferanten einen Meteoritenschwarm, und das kleinere, ähnliche Vorkommnis am Welligrat bestärkt diese Vermutung (vergl. S. 153). Die Ammoniten des Gonzenerzes weisen auf Sequan (Alb. Heim, Viertelj. N. G., Zürich 1900).

Schon in den Jahren 1315—1396 wird das in Ausbeute begriffene Erzlager am Gonzen als Eigentum der Grafen von Werdenberg genannt. 1483—1824 gehörte es den 7 eidgenössischen Ständen und wurde verlehnt. Im letzteren Jahre ging es käuflich an die Familie Neher. Lange Zeit wurden 16000—20000 Zentner Erz per Jahr gefördert. Dann wurde die Ausbeute mehrere Jahrzehnte sistiert, bis 1818 ein neuer Angriffsstollen mit gutem Erfolg getrieben worden war. Die Ausbeute ist wieder im Gange. Die Gruben liegen bei 1000—1500 m. Die Lagerung ist kompliziert durch Faltung, axiales Gefälle nach E und einige Brüche. Alb. Heim schätzt, daß erst etwa $^1/_8$ des ausbeutungsfähigen Erzes weggenommen worden ist.

Die Korallenfazies verschwindet in der Axen- und Säntisdecke; dafür erreichen die Zementsteinschichten eine Mächtigkeit von 200—400 m. Auf der Alp Palfris (Balfriesschiefer Eschers z. T.), wo sie eine große Fläche einnehmen, führen sie allmählich in die bräunlicheren Berriasmergel über, die keine Kalkbänke mehr vom Aussehen des Quintnerkalkes einschließen (Fig. 67). Aus dem unteren Teil der Zementsteinschichten erwähnt Arn. Heim Perisphinctes Lorioli, P. Richteri, Terebratula Moravica usw., sowie die winzige Foraminifere Calpionella alpina (Stramberger Fauna, Zone des Hoplites Callisto).

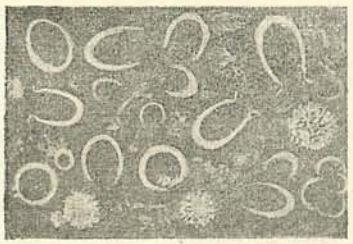


Fig. 71. Tithonkalk mit Calpionella alpina Lorenz, 100 mal vergrößert.

Ein isoliertes, wohl ultrahelvetisches Vorkommnis bildet der Malmkalk des südlichen Fläscherberges mit seinen Schiefer- und Sandsteineinlagerungen (Trümpy, Rhätikon, „Beiträge" 1916).

### b) Mittlere Schweizeralpen.

Der autochthone Malm mit seinem Korallenkalk im oberen Teil (Attinghausen) entspricht völlig demjenigen von Vättis bis Glarnerdecke und setzt sich in gleicher Ausbildung bis in die Berneralpen fort. Oxford s. str. oder Divésien tritt lokal

an den Windgällen auf. Es besteht am „Oberen Furggeli" aus einer gelb angewitterten, mergeligen, grauschwarzen Kalkbank von 0,3 m mit ebensoviel schwarzem plattigem Schiefer darüber. Die durch A. Tobler und W. Staub bestimmten Ammoniten, worunter Cardioceras cordatum und viele Perisphincten, lassen über die stratigraphische Stellung keinen Zweifel. Sie ist übrigens schon durch die Einschaltung zwischen Eisenoolith und Schiltkalk festgestellt. Da sich dieses bathyale, autochthone Oxford bis jetzt nur auf dem Windgällerücken nachweisen ließ, nimmt W. Staub an, daß hier nicht eine lokale Ablagerung, sondern ein altes Erosionsrelikt einer regionalen Ablagerung vorliege.

Im Deckengebirge zwischen Engelberg und Meiringen stellt sich nach Arbenz das Oxford in der Graustockfalte ein und setzt sich nach SE in die Falte der Erzegg und des Hochstollen fort, wo es als 10—30 m mächtige schwarze Tonschiefer entwickelt ist. In den Melchseealpen, wo die Oxfordschichten bereits große Flächen einnehmen, hat Arbenz darin u. a. Aspidoceras biarmatum, Perisphinctes Bernensis, P. biplex, Peltoceras arduennense gefunden.

Die darüber mit scharfer Grenze folgenden Schiltschichten entsprechen genau der Ausbildung im Walenseegebiet. Auch hier nimmt der Schiltschiefer (bis 40 m) abgewickelt nach SE an Mächtigkeit zu, während der Schiltkalk auskeilt, und auch hier reduziert sich der Quintnerkalk bis auf 200 m. Die Zementsteinschichten sind typisch, aber nur noch etwa 30 m mächtig (Arbenz).

In fast genau gleicher Fazies und Mächtigkeit setzt sich dieser südlich helvetische Malm ins Berneroberland fort. Im Faulhorngebiet fand Seeber über 2—40 m Oxfordschichten im Schiltkalk das seltene Leitfossil Peltoceras transversarium, im Quintnerkalk (200 m) u. a. Oppelia tenuilobata und Aspidoceras acanthicum, womit die Vertretung der Kimmeridge-Stufe von neuem bestätigt ist.

### c) Westliche Schweizeralpen.

Im Gebiet zwischen Thunersee und Rhone herrscht noch manche Verwirrung. Die Oxfordschiefer scheinen wie auch der Schiltkalk in allen großen Deckfalten vorhanden zu sein (Renevier, Lugeon 1905), sind aber in der neuen Karte von Lugeon kurzweg als Callovien bezeichnet, während die Portland-Zementsteinschichten in der Literatur als „schistes néocomiens inférieurs, Valangien vaseux" oder „Berrias" figurieren.

In Wirklichkeit stimmt die Ausbildung des Malm im Westen größtenteils mit derjenigen im Osten überein. Im abgewickelten Querprofil finden wir von NW ausgehend zuerst den typischen Quintnerkalk (ca. 250 m) südlich St. Maurice (autochthon), darüber in ähnlicher Mächtigkeit die typischen Zementsteinschichten, die nach N in eine Echinodermenkalkfazies übergehen, wie bei Quinten (Fig. 72). Eine eigentümliche Faziesabnormität weist nach Lugeon der Malm des autochthonen Torrenthorngebietes auf, wo im Kalk ein quarzitischer bis grünlicher Sandstein oder augitführender Tuff, ähnlich dem Taveyannaz-Sandstein vorkommt (Galmhorn-Südseite).

In gewaltiger Entwicklung finden wir Quintnerkalk und Zementsteinschichten (letztere 200—400 m) wieder in der Morclesdecke (Muveran- und Balmhorngebiet).

Von der Diablerets-Stirn an scheint nach den Profilen von Lugeon der Quintnerkalk bis zum südlichen Teil der Wildhorndecke wieder stark zusammenzuschrumpfen.

Ein noch weiteres Stadium der Faziesveränderung erreicht der ultrahelvetische Malm der Bonvindecke, der Zone des Cols und der „Préalpes externes".

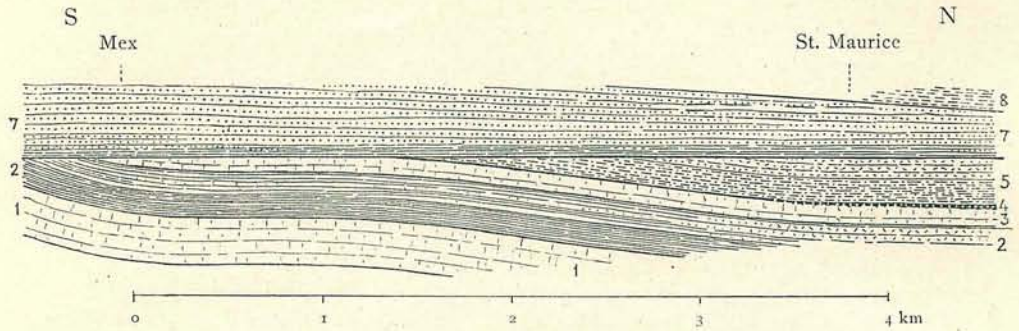



Fig. 72. Faziesprofil der autochthonen Sedimente von St. Maurice, etwas schematisiert, nach Arn. Heim.

1. Quintnerkalk.
2. Zementsteinschichten (Portlandien). } Malm.
3. Öhrlikalk (Berriasien).
4. Echinodermenbreccie (Valangien s. str.).
5. Kieselkalk und Echinodermenkalk (Hauterivien).
7. Flysch, Altdorfer Sandstein (Lattorfien). } Eogen.
8. Molasse rouge von Massongex (Stampien?).

Über dem Dogger folgen in vielen hundert Metern Mächtigkeit die schwarzen, glimmersandigen, rauhen Oxfordschiefer mit Perisphinctes Bernensis, Phylloceras tortisulcatum usw. Nach den Fossilien, die Gilliéron erwähnt (Hecticoceras lunula, H. punctatum), scheinen die schwarzen Mergel bereits mit dem Callovien einzusetzen. Darauf deuten auch Reste von Eisenoolith, die neuerdings H. Stauffer im Oxfordschiefer in der Wildhorndecke (Schilthorngruppe) gefunden hat. Sicher verschwindet die regionale Diskontinuität zwischen Callovien und Argovien der nördlicheren Fazieszonen nach der südlichen Zone hin.

Die Oxfordschiefer bilden weite Flächen in der Zone des Cols (Adelboden, Lauenen) und am Alpenrand E Bulle.

Die schönsten, von Verquetschung verschonten Malmprofile bieten die Préalpes externes, und zwar einerseits die Veveyse bei Châtel St. Denis (in Bearbeitung von E. Gagnebin), anderseits der Mont Bifé (Monsalvens) E Bulle, der von V. Gilliéron („Beiträge" 1873) eine musterhaft sorgfältige Bearbeitung erfahren hat. Das Argovien ist vertreten durch 50—80 m blaue Mergelschiefer, die nach oben mehr und mehr gelb angewitterte dichte Kalkbänke aufnehmen („Couches à ciment"). Sie sind z. T. knollig und reich an Fossilien (Perisphinctes, Trimarginites Eucharis, Rhynonella fastigata usw.).

Der eigentliche Malmkalk hat eine weitere Reduktion bis auf 100 m erfahren. Dabei tritt das blauschwarze dichte Quintnergestein zurück zugunsten hellgrauer, knolliger, brecciöser bis grob konglomeratischer Kalke, welche deutlich in einzelne Stufen gegliedert sind und zum Unterschied des fossilarmen Quintnerkalkes der nördlichen Zonen zahlreiche Ammoniten und Aptychen enthalten („Châtelkalk" von B. Studer). Besonders charakteristisch sind die knolligen Kalkbänke des Sequan

mit Peltoceras bimammatum und die dünnbankigen zurückgewitterten Lagen im Kimmeridge. Am Bifé schließt die Malmwand mit einer Konglomeratbank ab, auf welcher noch 14 m Zementsteinschichten des oberen Portland vorhanden sind, während an der Veveyse über einer 5 m dicken Bank grober Kalkbreccie des Portland direkt die Öhrlimergel folgen, und in der Zone des Cols am Regenbolshorn bei Lenk Wangschichten auf dem Kimmeridge transgredieren (Arnold Heim, Verh. Schweiz. N. G. 1919). Eine noch unerklärliche Erscheinung ist das schon von Gilliéron beschriebene Vorkommnis der Bohnerzformation im senkrechten Malmkalke neben dem Bahnhof Tour de Trême bei Bulle.

### d) Zusammenfassung.

Das Oxford ist in Form von dunkeln bathyalen Schiefern mit Ammoniten (Ausnahme Windgälle) erst westlich Engelberg entwickelt, wo es in der oberen helvetischen Decke einsetzt, um gegen W auch auf die tieferen Decken überzugreifen.

Die tiefseeischen Schiltschichten scheinen fast überall entwickelt zu sein, wobei aber in der Säntis-Drusbergdecke der typische, fleckige Schiltkalk der Basis nach SE durch Schiefer ersetzt wird. Im ultrahelvetischen Gebiet greift im Gegenteil die fossilführende knollige Fazies in den oberen Teil hinauf.

Der Quintnerkalk ist allgemein verbreitet. Er nimmt vom Autochthonen nach den Schubdecken, d. h. von N nach S an Mächtigkeit ab, von 600—100 m oder darunter, um schließlich in klastische Cephalopodenfazies überzugehen.

Der obere Teil der Portlandstufe ist im nördlichen Ablagerungsgebiet des Ostens teilweise durch Korallen-Nerineenkalk vertreten (Fig. 67). Die Mergelfazies setzt dort erst regional in der Mürtschendecke ein, während sie im Rhonetal schon auf der N-Seite des Massivs (St. Maurice) beginnt.

Die Hauptentwicklung erreichen die bathyalen Zementsteinschichten in einer mittleren Zone (Alvier, Axen, Diablerets, Morcles), die etwas westlich vom SW-Streichen der Falten abweicht. Weiter südlich folgt eine Abnahme: schon im SE der Drusberg-Wildhorndecke Rückgang auf 30—50 m (Hochstollen nach Arbenz, Faulhorn nach Seeber), und in den ultrahelvetischen Westalpen völliges Erlöschen.

Die Isopen (Linien gleicher Fazies) ließen sich nach Abwicklung mit aller wünschbaren Schärfe bestimmen. Sie verlaufen im Mittel W 17—22° S, also etwas schief zum Faltenstreichen.

Im großen ganzen ist der Malm zum Unterschied von Lias und Dogger arm oder frei von sandigen Beimengungen und besteht größtenteils aus chemischen Kalkniederschlägen.

Während im südlichsten Faziesgebiet der Dogger ohne scharfe Grenze zum Oxford überleitet (Trême), beginnt der Malm im gesamten nördlichen Gebiet überall mit scharfer, glatter Grenze als tiefseeische Bildung, ohne Erosionserscheinungen oder Basiskonglomerate, auch dort, wo das Oxford oder dazu noch das Callovien fehlt. Wie diese regionale Diskontinuität zustande gekommen ist, bleibt noch näher aufzuklären (vgl. „Beiträge" XX, 1916 S. 554).

Am nördlichen Saum ist das tiefe Malmmeer zur Portlandzeit wieder seicht geworden, so daß die Riffkorallen gedeihen konnten. Aber auch am Südrand der helvetischen Geosynklinale sind wieder Anzeichen der Hebung in Form der Portland-Berrias-Konglomerate vorhanden.

## Kreide.

Neuere, häufig gebrauchte Literatur außer der S. 272 genannten:

Aug. Tobler, Über Faziesunterschiede der unteren Kreide in den nördlichen Schweizeralpen. N. Jahrb. f. Geol., Min. und Pal., Bd. 2, 1899.

M. Lugeon, Première et deuxième Communication préliminaire sur la Géologie Sanetsch-Kander. Eclogae vol. VI, 1900, und vol. VIII, 1905.

Ch. Sarasin, Les Formations infracrétaciques de la Chaîne Pléyades-Corbettes-Niremont. Arch. sc. phys. et nat. Genève 1901.

Arnold Heim, Gliederung und Fazies der Berrias-Valangien-Sedimente in den helvetischen Alpen. Viertelj. N. G. Zürich 1907.

Ch. Jacob, Etudes pal. et strat. sur la Partie moyenne des Terrains crétacés etc., Grenoble 1907 (Schweizeralpen S. 233–448).

Baumberger, Arn. Heim, Buxtorf, Paläont.-strat. Untersuchung zweier Fossilhorizonte an der Valangien-Hauterivien-Grenze usw. Abhandl. schweiz. pal. Ges. vol. XXXIV, 1907.

Arnold Heim, Sur les Zones paléontologiques et lithologiques du Crétacique moyen des Alpes Suisses. Bull. Soc. géol. France, 1909.

Ed. Gerber, Über Fazies und Deckenbildung zwischen Kiental und Lauterbrunnental. Mitt. N. G. Bern 1909.

J. Böhm und Arnold Heim, Neue Untersuchungen über die Senonbildungen der östlichen Schweizeralpen. Abhandl. schweiz. paläont. Ges., vol. XXXVI, 1909.

Arnold Heim, Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpaß. „Beiträge" n. F. Lfg. 24, 1910.

A. Buxtorf, Erläuterungen zu den geologischen Karten des Bürgenstocks 1910 und der Rigihohfluhkette 1916. A. Francke, Bern.

P. Beck, Die Gebirge nördlich Interlaken. „Beiträge" n. F. Lfg. 29, 1911.

E. Ganz, Stratigraphie der mittleren Kreide der oberen helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen. Neue Denkschr. d. S. N. G. 1912.

H. Adrian, Geologische Untersuchungen der beiden Seiten des Kandertales. Eclogae vol. XIII, 1915.

Arnold Heim, Monogr. d. Churfirsten-Mattstockgruppe. „Beiträge" Lfg. XX n. F., I. Teil 1910; II. Teil 1913; III. Teil 1916.

Arnold Heim, Das Valangien von St. Maurice und Umgebungen, verglichen mit demjenigen der Ostschweiz. Viertelj. N. G. Zürich 1917.

P. Arbenz, Probleme der Sedimentation usw. Viertelj. N. G. Zürich 1919.

Das Kreidesystem mit seiner reichen Gliederung gibt neben dem Malm der helvetischen Fazies ihr charakteristisches Gepräge. Es lassen sich drei natürliche Abteilungen unterscheiden, die wir als untere, mittlere und obere Kreide bezeichnen können. Für die untere Abteilung sind bezeichnend die sich dreimal wiederholenden, sogen. zoogenen, Kalksteine vom Typus des Urgon (Urgonfazies), die als Öhrlikalk Valangienkalk und Schrattenkalk auftreten und mit der Aptstufe endgültig abschließen. Sie entwickeln sich von unten jeweilen allmählich aus Mergeln, sind aber nach oben durch plötzlichen Fazieswechsel scharf begrenzt. Das im Handstück körnig aussehende Gestein besteht aus einer dichten oder fein kristallinen Kalkgrundmasse, in der verschiedenartige Kalkkörner eingebettet sind: dichte oder konzentrisch um-

rindete Körner (Ooide), dickschalige Benthos-Foraminiferen (Milioliden, Textulariden), Schalen, Fragmente von Echinodermen, Mollusken, Bryozoën, Kalkalgen usw. Oft kommen auch eigentliche Oolithe vor (Beiträge, Lfg. 20, Tafel XX—XXIV).

Für die mittlere Abteilung sind bezeichnend die grünsandigen glaukonitischen Bildungen des sogen. „Gault" (obere Aptstufe = Gargasien, und Albien bis Cenomanien).

Für die obere Abteilung (Kreide im engeren Sinne) sind bezeichnend die tiefseeischen Foraminiferenkalke und Mergel der Seewer- und Amdenerschichten, die der eigentlichen Schreibkreide entsprechen.

Nicht überall ist das Kreidesystem vollständig. Von Linthtal bis in die französischen Alpen ist die Kreide in der ursprünglich nördlicheren Fazieszone vor Ablagerung des Eocän durch Erosion teilweise oder ganz entfernt worden, ähnlich wie im Juragebiet; denn die gleiche Bohnerzbildung mit nachfolgender Transgression erstreckt sich unter dem Molasseland hindurch in die nördliche helvetische Fazieszone.

## Untere Kreide.

Die vom Juragebirge bekannte Transgression der untersten Kreide über brackischem Purbeck ist in den Alpen nicht mehr zu finden, und eine scharfe Grenze von Jura und Kreide am autochthonen Nordrand nur noch bei Linthtal (Kistenpaß) vorhanden.

Die Valendisstufe ist auch in den Alpen dreigeteilt (vergl. Bd. I S. 512) und ihre unterste Abteilung (Berriasien) am mächtigsten und am weitesten verbreitet, so daß es notwendig ist, diese getrennt zu betrachten.

### Berriasien (Unt. Valangien s. l.).

Das charakteristische Gestein dieser Stufe ist der Öhrlikalk (unterer Valendiskalk) genannt nach dem Öhrli 2203 m am Säntis (Arnold Heim 1906): ein hellgrau anwitternder, fast reiner Kalkstein, im unteren Teil vorwiegend spätig und oolithisch mit calcitischem Bindemittel, im oberen als dichter bis zuckerkörniger, inwendig dunkel bis hellgrauer Nerineenkalk mit Requienien und Korallen entwickelt und von Schrattenkalk faziell ununterscheidbar. Daher wurde der Öhrlikalk auch früher mit Schrattenkalk oder Tithon („Troskalk") verwechselt.

#### a) Östliche Schweizeralpen.

Im autochthonen Gebiet liegt der Öhrlikalk direkt auf den tithonischen Zementsteinschichten und nimmt von Linthtal (20 m) nach dem Kistenpaß (50 m) an Mächtigkeit zu. In der Glarnerdecke finden wir noch die gleiche Ausbildung. In der Mürtschendecke (Walensee) schieben sich zwischen Zementsteinschichten und Öhrlikalk bräunliche Öhrlimergel ein, die am Walenstadterberg auf mehr als 30 m wachsen. Sie führen unter Wechsellagerung in die Oolithbänke des hangenden Öhrlikalkes über, der bis auf über 100 m angewachsen ist und in der Axendecke (mittlere Felswand auf der Glärnisch-Nordseite) mit 200—300 m seine maximale Entwicklung erreicht. Besonders schön lassen sich die Öhrlischichten am N-Rand des Säntisgebirges studieren, wo die Mergel mit glatten Pecten und reinen doppelspitzigen Bergkriställchen den tiefsten Gewölbekern bilden und der Öhrlikalk durch

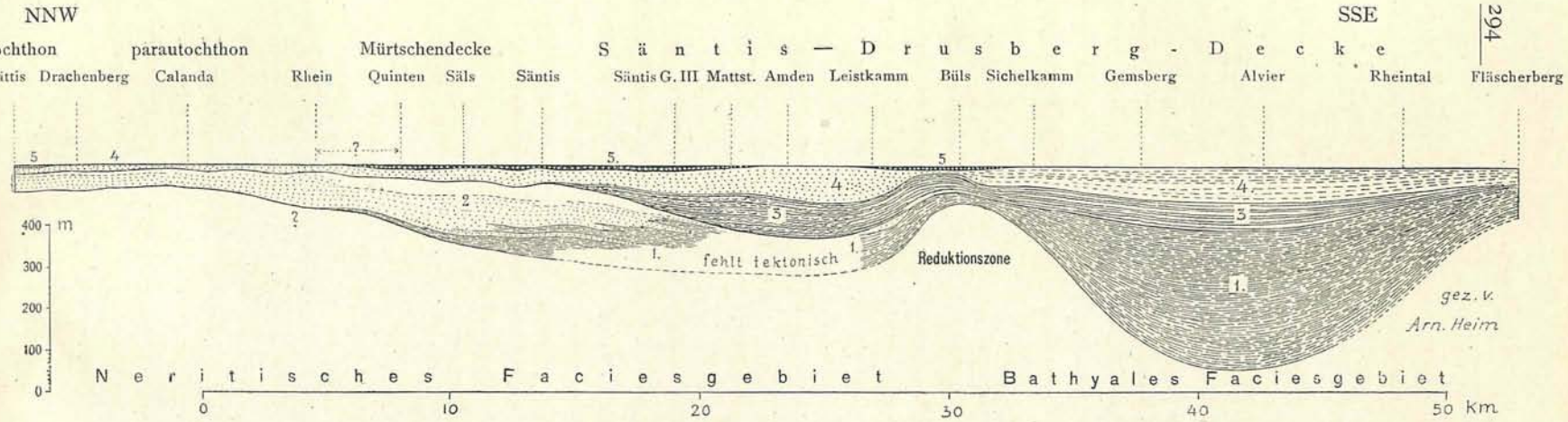



Fig. 73. Faziesveränderungen des Valangien in den östlichen Schweizeralpen, abgewickelt, nach Arnold Heim 1916.

1. Öhrlimergel (untere Valendismergel), Balfriesschiefer im S.
2. Öhrlikalk (unterer Valendiskalk), unten spätig und oolithisch, oben dichter Nerineenkalk.
3. Valangienmergel (obere Valendismergel), im nördlichen, neritischen Gebiet mit Austernbänken.
4. Valangienkalk (oberer Valendiskalk), im N in Urgonfazies, im S als dichter bathyaler Plattenkalk (Diphyoideskalk).
5. Pygurus- und Gemsmättlischichten, oberstes Valangien.

massenhafte Schalen von Austern und Nerineen ausgezeichnet ist (Öhrli, Hangeten, Muschelenberg). Im Gewölbekern III des Säntisgebirges zeigt sich der Öhrlikalk in Auflösung begriffen, zwischen Öhrlimergelzerteilt, mit prächtigen Korallen an der oberen Grenze. Eine weitere analoge Fundstelle im Öhrlikalk ist die Bannalp bei Engelberg (Axendecke). Koby hat daraus 11 Gattungen und 12 Arten bestimmt, worunter sowohl Einzelkorallen wie riffbildende strauchförmige (Stylina, Cryptocoenia, Thecosmilia) und massive Stöcke (Dimorphasträa) bildende Formen auftreten, die nur in Meertiefen von weniger als 50 m gedeihen konnten.

Den letzten Rest von oolithischem Öhrlikalk findet man an den Churfirsten (Selun), während sich die bräunlichen Öhrlimergelschiefer in reduzierter, dann wieder anschwellender Mächtigkeit bis zum Fläscherberg fortsetzen. Auf der Palfrisalp sind sie durch sandige Plättchen mit seltenen Aptychen und Pecten Euthymi ausgezeichnet, auf denen massenhaft flyschartige Kriechspuren sich finden, und erreichen wohl einige hundert Meter Mächtigkeit (Fig. 73).

### b) Zentrale und westliche Schweizeralpen.

Nach dieser abgewickelten Querprofilwanderung verfolgen wir den Öhrlikalk zunächst dem Aar-M. entlang nach SW. Von Linthtal an bis ins Berneroberland ist er mit Ausnahme fraglicher Reste vor der Nummulitentransgression abgetragen worden. Am N-Fuß von Eiger und Jungfrau aber hat Seeber zwischen schwarzen „Berriasschiefern" (wohl Portland) und Kieselkalk (Hauterivien) eine 80 m mächtige, blaugraue Kalkmasse verfolgt, die offenbar dem Öhrlikalk entspricht. Von dort setzt der Öhrlikalk wieder allgemein fort: er ist typisch entwickelt bei St. Maurice (autochthon), eine 60—80 m hohe Felswand bildend (Steinbrüche nördlich der Rhonebrücke), wird dann südlich davon durch transgressiven Flyschsandstein abgeschnitten, erscheint wieder 100—200 m mächtig in der Morclesdecke („calcaire gris néocomien" Renevier, „valangien calcaire" Lugeon), setzt über auf die Diablerets-Gellihorn-Decke und, wie es scheint, auch auf die Stirn der Wildhorndecke, um dann am Arpelistock nach SE faziell zu verschwinden (Karte von Lugeon). Die Öhrlimergel, die bei St. Maurice und in der Morclesgruppe noch kaum abtrennbar sind, beginnen vermutlich in der Wildhorndecke die Kalkfazies zu vertreten, analog den Churfirsten. In den Randketten vom Walensee bis zum Thunersee fehlen die Öhrlischichten tektonisch, während sie sich in der südlicheren Zone von der Alviergruppe aus über Pragel—Drusberg—Brisen—Brünig—Ärmighorn in gleicher bathyaler Mergelfazies fortsetzen.

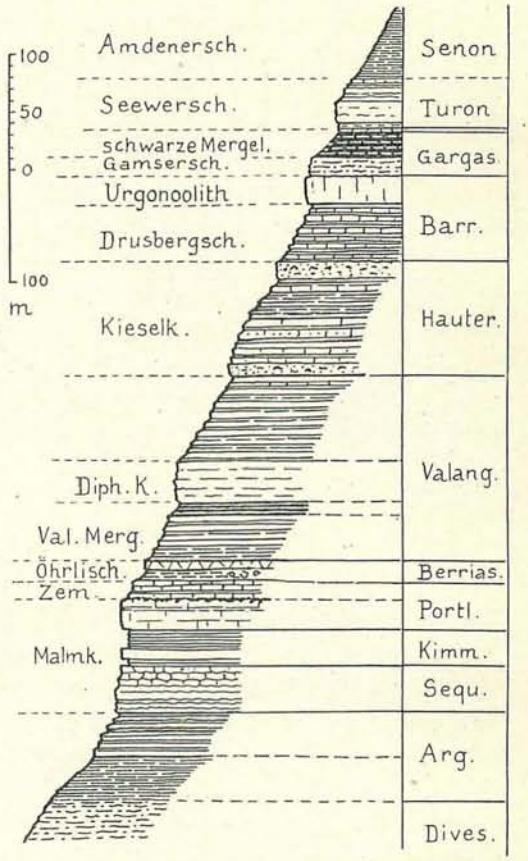



Fig. 74. Stratigraphisches Sammelprofil des Mont Bifé, Préalpes externes (ultrahelvetisch), aufgenommen von Arnold Heim 1919.

Ganz überraschend, zum Teil wieder an nördlichere Zonen erinnernd, ist die Entwicklung der Öhrlischichten im ultrahelvetischen Deckengebiet. An der Veveyse (Préalpes externes) sind es etwa 30 m bräunlichgraue Schiefermergel mit schwarzen Körnchen, die Ooster zu der unglücklichen Bezeichnung „Couches à Ptéropodes" veranlaßten. Ch. Sarasin erwähnt u. a. Oppelia zonaria, Hoplites pexiptychus, H. Thurmanni, doch hat er die Öhrlimergel von den darüber folgenden echten Valangienmergeln nicht getrennt. Am Bifé E Bulle sind nicht nur diese Öhrlimergel

(z. T. mit Konglomeraten), sondern auch Bänke von groboolithischem braunem Öhrlikalk („calcaire à Ostrea" Gilliéron) entwickelt (Fig. 74).

In der Zone des Cols bei Lenk sind die Öhrlimergel durch mächtige Bänke eines Riesenkonglomerates aus Kalk- und Silexgeröllen vertreten. In anderen Schuppen jener Gegend ist aber auch hellgrauer Öhrlikalk vorhanden (Arnold Heim, Verh. Schw. N. G. 1919).

### c) Zusammenfassung.

Denken wir uns die Decken abgewickelt und den vormitteleocän erodierten Öhrlikalk wieder ergänzt, so ergibt sich folgende Faziesordnung von N nach S Als Fortsetzung des „marbre bâtard" vom Juragebiet erscheint zuerst im Norden der Öhrlikalk (minimale Entwicklung 20 m bei Linthtal autochthon). Er breitet sich mit zunehmender Mächtigkeit in den südöstlicheren Zonen aus, auf die helvetischen Decken übergreifend (maximale Entwicklung ca. 300 m) und macht im mittleren Teil der Säntis-Wildhorn-Decke der ihn allmählich verdrängenden Mergelfazies Platz. Weiter südlich nehmen diese Öhrlimergel aber wieder an Mächtigkeit ab, um schließlich teils durch Konglomerate, teils durch wiederkehrenden Öhrlikalk ersetzt zu werden. So haben wir, vom neritischen Nordsaum mit Korallenkalken ausgehend, die geosynklinale Schlammzone überschritten.

Die Isopen weichen in der nördlichen Zone etwas westlich vom SW-Streichen des Alpenrandes ab, während sie in der mittleren mit seinem W 30° S-Streichen zusammenfallen.

## Valangien s. str.

Bei vollständiger Entwicklung (z. B. Churfirsten) finden wir folgendes Normalprofil, von unten:

1. Valangienmergel (obere Valendismergel). Für diese ist charakteristisch die litorale Austern-Schlammfazies in Form von rotbraun anwitternden, inwendig blaugrauen, pyrithaltigen Mergeln mit knolligen Kalklagen, die besonders in ihrem unteren Teil erfüllt sind von schwarzen Schalen der Auster Exogyra Couloni (kleine scharf gekielte Form Fig. 75) neben der hakenförmigen, scharf gerippten, am Zusammenschluß beider Schalen ineinander verzackten Alectryonia rectangularis, ferner Pinna Robinaldina, seltener Mytilus Couloni, Terebratula Moutoni usw. Übergang in

2. Valangienkalk s. str., im nördlichen Ablagerungsgebiet ein fein oolithischer, hellgrauer Kalkstein mit Kieselknollen, und bräunliche Echinodermenbreccie; früher oft mit Schrattenkalk verwechselt. Im südlichen Ablagerungsgebiet ist er ein tiefseeischer, dichter, gelblich anwitternder, dünnbankiger Kalkstein, an Seewerkalk erinnernd, mit Aptychen und Pygope diphyoides (Diphyoideskalk). Früher wurde dieser Kalk als „Berriaskalk" beschrieben (Sissikon), bis sich dessen horizontaler Übergang in den bekannten Valangienkalk in den Churfirsten feststellen ließ (Arnold Heim 1907).

3. Mit scharfer Grenze folgt darüber eine dünne sandige bis glaukonitische Fossilbank, die von Buxtorf 1907 nach der von ihm entdeckten reichsten Fund-

stelle, Gemsmättli am Pilatus, als Gemsmättlischicht bezeichnet wurde. Im Churfirsten-Säntisgebiet folgen darüber oder an deren Stelle die Pygurusschichten (A. Escher) als grobsandiger, kieseliger Echinodermenkalk oder Sandstein.

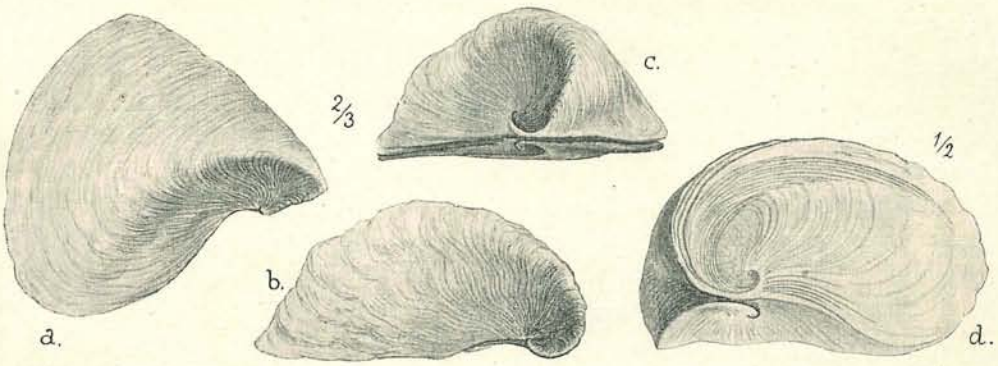



Fig. 75. Exogyra Couloni d'Orb. aus dem Valangienmergel vom Wasserberg; a) die hohe Unterschale von außen; b) von der Steilseite; c) von der Wirbelseite; d) anderes Exemplar von der Ober (= Flachschalen) seite.

### a) Östliche Schweizeralpen.

Im autochthonen Gebiet treffen wir, von Norden kommend, das Valangien s. str. zuerst im Hintergrund des Linthtales nahe am Muttensee und Selbsanft, in Form einer bräunlichen Echinodermenbreccie von 4 bis 10 m, die den Öhrlikalk direkt mit scharf transgressiver Grenze überlagert. Am Kistenpaß und Bifertenstock steigt die Mächtigkeit auf 12—20 m, wobei der obere Teil sich zu einem grauen Kalk voller Schalentrümmer entwickelt (Alectryonia). Bei St. Martin im Calfeusental liegt nach Tolwinski über diesem Kalk wieder eine Echinodermenbreccie, die möglicherweise den Pygurusschichten des Säntis entspricht.

Den gleichen Typus treffen wir im parautochthonen Gebiet (Calanda, Wageten), in der Glarner- und im nördlichen Teil der Mürtschendecke: wenig mächtiger Echinodermenkalk transgressiv auf Oehrlikalk. An den Stirnen der Axen- und Säntisdecke ist der Valangienkalk kräftiger entwickelt (30—50 m). Wenige Kilometer weiter südlich treten neue Horizonte hinzu: im Liegenden die litoralen Valangienmergel voller Exogyra Couloni, im Hangenden die Pygurusschichten. Am besten und bis zu 12 m mächtig entwickelt sind die Pygurusschichten im Säntisgebirge, als braungelb anwitternder Echinodermenkalk mit groben Quarzsandkörnern, oft auch Silex führend, rauh, mit vorragenden, verkieselten, weißen Schalenstücken von Janira atava und Pygurus rostratus.

In den Churfirsten (Betlis) erreicht das Valangien seine volle Entwicklung: die Valangienmergel wachsen auf etwa 150 m, wobei sie an Austern verarmen; der Valangienkalk erreicht 80 m Mächtigkeit und ist dem Schrattenkalk zum verwechseln ähnlich, indem die Echinodermenbreccien verschwinden. Die Pygurusschichten sind durch wenige Meter eines grobkörnigen Sandsteines vertreten. Neu ist in den Churfirsten das Auftreten der 0—30 cm dicken, scharf begrenzten Gemsmättli-Fossilbank mit Hoplites neocomiensis, H. pseudo-pexiptychus, Astieria Bachelardi usw., die

neben den genannten mediterranen Ammoniten noch zahlreiche Formen der nordeuropäischen Provinz, wie Polyptychites, enthält (Bestimmungen von E. Baumberger).

Besonders schön entwickelt sind Valangienmergel in Austernfazies und Valangienkalk in der Axendecke vom Glärnisch bis Vierwaldstättersee. Am Wasserberg fand Hauswirth (Eclogae 1913) im Valangienkalk den für mittleres Valangien bezeichnenden Hoplites Thurmanni; dagegen fehlen hier die obersten Horizonte.

In den mittleren Churfirsten schrumpft das gesamte Valangien auf einen Bruchteil seiner Mächtigkeit zusammen. Der Valangienkalk ist auf Bülsalp noch 6—10 m mächtig, um nach SE sich wieder rasch zu erholen. Diese Reduktion findet man in gleicher Weise am Rädertenstock und am Pilatus. Gleichzeitig geht der oolithische graue, kompakte Kalk über in die Fazies des Diphyoideskalkes mit Pygope dyphyoides, Aptychus Didayi, A. Seranonis, Belemniten usw., der für die gesamte südöstliche helvetische Fazieszone charakteristisch ist und am Alvier 80 m erreicht.

Die Valangienmergel sind in der Übergangszone an wenigen Stellen aufgeschlossen. Auch sie gehen in die bathyale Fazies über, denn sie verlieren ihre litorale Schlammfauna und scheinen sich mit den liegenden Oehrlimergeln (Balfriesschiefern) zu einer sehr mächtigen Mergelmasse zu verbinden (Alvier-Balfries, Pragelpaß, Brisen usw.).

Eine auffallende Erscheinung ist die Verbreitung von Flußspat im Valangien. Eine ergiebige Spaltenhöhle mit grünem Flußspat wurde in den Felswänden der Dürrschrennen S unterhalb Wildkirchli im Säntisgebiet ausgebeutet (vollständigste Sammlung im Heimatmuseum St. Gallen). Kleinere Vorkommnisse sind nicht selten.

Die von Zeiß ausgebeutete Fundstelle der Oltschialp S. Brienzersee mit ihren grünen und farblosen Flußpatkristallen gehört hingegen nach Fellenberg (Mitt. Nat. Ges. Bern 1899) zum Malm.

### b) Westliche Schweizeralpen.

Längs des Aar-M. kommt der Valangienkalk vermutlich hie und da und wieder im Lauterbrunnental zum Vorschein; sicher ist er im autochthonen Gebiet von St. Maurice an der Rhone vorhanden, wo er als 2—6 m mächtige Echinodermenbreccie in scharfer Grenze dem Öhrlikalk aufsitzt, genau wie im Gebiet des Kistenpaß. Das gleiche gilt für die Morclesdecke, wo im Öhrlikalk außerdem auf der Grenzfläche stellenweise karrige Taschen mit Sandstein und Geröllen ausgefüllt sind (Arn. Heim). Auch in der Balmhorngruppe (Fisistöcke), wo das Valangien s. str. früher mit Aptien verwechselt worden war, ist es bereits mit einem Mergelband an der Basis (Truninger) vertreten. In der Diablerets-Gellihorndecke hat Adrian ebenso mit Sandstein gefüllte Taschen des Öhrlikalkes gefunden (Breitwangfluh); darüber liegt dichter und feinsandiger Kalk 10 m, dann bunte Echinodermenbreccie (Pygurussch.?) 5 m.

In der Randkette, der Stirn der Säntis-Wildhorndecke, tritt der Valangienkalk als urgonartiges Gestein mit Kieselknollen und Echinodermenbreccien bis zu 80 m Mächtigkeit auf (Typus Mattstock). Seit Jahrzehnten ist das Valangien des Justistales am Thunersee durch seinen Fossilreichtum bekannt (Kaufmann), doch bedürfen die großen Listen von Mayer-Eymar einer Revision. Als Gewölbekern findet man nach P. Beck („Beiträge" n. F. Lfg. 29, 1911) zuerst dunkelgraue, weiche Mergelschiefer, die höher oben 1—3 dm dicke Kalkbänke einschließen. Sie sind

durch ihre mannigfaltigen schön erhaltenen pyritifizierten Versteinerungen berühmt geworden, die durch die Sammler Meyrat und Tschan in Merligen in die verschiedensten Museen gelangt sind. Bezeichnend ist u. a. Belemnites latus (Latuszone). Durch Überhandnehmen des Kalkes gehen diese Valangienmergel in den unten bankigen, oben massigen Valangienkalk mit Kieselknollen über, der mit scharfer Grenze von der „Diphyoidesbank" Kaufmanns überlagert wird. Es ist dies eine 10 cm dicke, grobsandige Bank mit reicher Fauna, worunter Pygope diphyoides, entsprechend der Gemsmättlischicht.

Über das Wildhorngebiet herrscht noch keine Klarheit. Nach Adrian muß sich irgendwo ein ähnlicher Übergang in den bathyalen Valangienkalk vollziehen wie in den Churfirsten, denn am Aermighorn findet man den vom Alvier und Drusberg her bekannten Diphyoideskalk. Darüber folgen aber noch graue Mergel mit Kalkbänken, schieferiger Kieselkalk, und nach Mitteilung von H. Stauffer am Schilthorn auch noch dünne Lagen von Echinodermenbreccie und Glaukonitsandstein der Gemsmättlischicht.

Die bathyale Fazies des Valangien greift auch auf die ultrahelvetischen Decken über und ist in den Préalpes externes schön aufgeschlossen. An der Veveyse besteht das Valangien aus ca. 50 m Mergel, die allmählich aus den Öhrlimergeln durch Aufnahme von feinkörnigen, bräunlichen Kalkbänken hervorgehen und hinüberleiten in 60—80 m gelblich angewitterten, inwendig fleckigen Kalk mit dünnen Mergelschieferlagen, der vollkommen mit dem Diphyoideskalk am Fläscherberg übereinstimmt und da wie dort nach oben rasch in feinsandigen Basisschiefer des Hauterivien übergeht. Nach Ch. Sarasin enthält dieser Diphyoideskalk häufig Hoplites regalis und H. neocomiensis.

Am Bifé ist das Valangien 150—200 m mächtig und besteht von unten aus a) ca. 50 m blaue Mergel mit hellen dichten Fleckenkalkbänken mit Belemnitella lata und Ammoniten, oben ein 10 m breites braunes Band bildend, b) Diphyoideskalk, ca. 30 m, c) abermals Mergel wie a, ca. 80 m, anklingend an den südlichen Teil der Wildhorndecke (Fig. 74).

### Zusammenfassung (vgl. Fig. 73 und 78).

Nach Abwicklung ergeben sich in der Hauptsache folgende Fazieszonen des Valangien s. str.:

I. Nördliche Zone; autochthon, parautochthon und untere helvetische D., mit auf Öhrlikalk transgredierendem Echinodermenkalk; Breite ca. 20 km.

II. Mittlere Zone; Axendecke pars, Säntis-Wildhorndecke pars, mit Valangienmergel in litoraler Austernfazies, Valangienkalk in Urgonfazies und gelegentlicher Ausbildung des obersten Valangien als Gemsmättli- und Pygurusschichten; Breite im E 10—15 km.

III. Südliche Zone; südlicher Teil der Säntis-Drusberg-Wildhorn-Decke und ultrahelvetische Decken, mit Valangienmergeln und Diphyoideskalk in tiefseeischer Fazies; Breite 20—30 km (Fig. 73).

Die Isopen verlaufen im allgemeinen parallel dem Alpenstreichen, W 20—30° S.

## Hauterivien.

Der mannigfaltig gegliederten Valendisstufe gegenüber erscheint die Hauterivestufe einförmig. Die Unterabteilungen sind nur von lokaler Bedeutung. Urgonfazies fehlt. Das charakteristische Gestein ist der Kieselkalk (A. Escher): ein inwendig dunkel blaugrauer, feinsandiger, fester Kalkstein. Durch Verwitterung oder mit Säure behandelt hinterläßt er ein dunkelbraunes schwammiges Kieselskelett. Oft ist er reich an porösen Kieselknollen, die an der verwitterten Oberfläche vorragen, an Echinodermentrümmern und Glaukonitkörnchen, oder er wird sogar von glaukonitischer Echinodermenbreccie ersetzt (Mesmeralp am Säntis usw.). Hie und da, z. B. am Lopperberg (Pilatus), enthält der Kieselkalk plattgedrückte Blasen, die mit fast farblosem, benzinreichem, rasch verdunstendem Petroleum gefüllt sind. Durch seine dunkle Anwitterungsrinde mit rostbraunen, blaugrauen und weißen Flechten sticht der Kieselkalk von weitem von den liegenden und hangenden helleren Kalkfelsen ab und kann aus der Ferne höchstens mit Lias oder Gault verwechselt werden. Er ist teilweise ausgesprochen bankig; dünne Zwischenlagen von Mergelschiefer teilen ihn in auffällig regelmäßige Bänke von 1—3 dm Mächtigkeit, deren man zu Hunderten zählen kann („Mäuerchenkalk", z. B. Schillerstein am Urnersee). Seeigel, besonders Toxaster retusus (= T. complanatus) und riesige Ammonitiden (Crioceras) sind nicht selten.

Der Kieselkalk wird in großem Maßstabe gebrochen am Walensee bei Weesen, am Lowerzersee, am Vierwaldstättersee W Brunnen und am Lopperberg, bei Wasserauen im Säntis usw., und als trefflicher Baustein und besonders als Pflasterstein verwendet. Leider ist er hierfür nicht ganz von der wünschenswerten Härte.

### a) Östliche Schweizeralpen.

Am Muttensee ob Linthtal setzt unter dem transgressiven Eocän der Kieselkalk mit 8 m Mächtigkeit ein und wächst nach S auf 40 m (Faschas) und 60 m (Bifertenstock). Häufig enthält er hier bis 25 cm große Austernschalen, auf Alp Urscheu auch Glaucophannädelchen (vulkanischer Aschenregen?). Schon hier treten einzelne Lagen von Echinodermenfragmenten auf. Die gleiche Ausbildung, bei 0—30 m Mächtigkeit, treffen wir im Gebiet von Vättis, Calanda, in der Glarner- und Mürtschendecke. Am Kaminspitz (Calanda) fehlt der Kieselkalk vollständig. An der Stirn der Axendecke und am N-Rand des Säntis schwillt er unter vielen lokalen Schwankungen auf 50—150 m, am Mattstock, in den Churfirsten, am Glärnisch, in der Rigihochfluhkette bis Pilatus auf 100—250 m an. In dieser mittleren Zone stellen sich zwischen den gewöhnlichen Kieselkalkbänken Lagen von Grünsand und Echinodermenbreccie in wechselnden Schichthöhen ein. In der Randkette am Vierwaldstättersee vertritt eine Echinodermenbreccie von 10—25 m den oberen Teil des Kieselkalkes. Am Säntis-Seealpsee ist eine Bank im mittleren Teil erfüllt mit Toxaster Sentisianus (Varietät von T. retusus), neben Belemnites dilatatus und B. pistilliformis. Eine berühmte Fundstelle für riesige Ammonoiden, besonders Crioceras und Nautilus neocomiensis bietet die Gartenalp im Säntisgebirge, wo A. Escher schon vor 70 Jahren sammelte.

Von stratigraphischer Bedeutung ist namentlich eine 10 cm dicke Fossilbank am Mattstock-Rahberg, die mit scharfer Grenze auf der Pygurusbank des obersten Valangien liegt und mit ihrer Fauna, worunter Leopoldia Leopoldi und Astieria Astieri die unterste Hauterivezone erkennen läßt (Baumberger). Merkwürdig ist das massenhafte Auftreten des sonst nur aus dem Aptien und Gault bekannten Seeigels Discoidea decorata in der Rahbergbank.

Von den Churfirsten zur Alviergruppe wird der Kieselkalk dünnbankiger, nimmt mehr schieferige Lagen auf und schwillt am Alvier bis auf 600 m an. Am Fläscherberg ist schließlich der Kieselkalk größtenteils verschiefert und ähnelt den Wangschichten. In der gleichen mächtigen, dünnbankigen Entwicklung wie am Alvier setzt er sich gegen W über den Drusberg, Frohnalpstock bis über den Thunersee hinaus fort.

### b) Westliche Schweizeralpen.

Der Rhone entlang von N kommend treffen wir den ersten authochthonen Kieselkalk als tektonisches Fenster bei Monthey, dann bei St. Maurice, wo er im unteren Teil genau gleich ausgebildet ist wie in den östlichen Schweizeralpen, im oberen Teil aber rosafarbige und grünliche Echinodermenbreccien, bei Colombey auch Bänke von Riesenbreccie mit Kalkfragmenten enthält. Die Gesamtmächtigkeit mag 200 m übersteigen (Steinbrüche bei Colombey, Treppenhaus des Bundespalastes in Bern). Südlich St. Maurice wird der Kieselkalk transgressiv durch Flyschsandstein abgeschnitten und überdeckt, ist jedoch in den südlich vom Massivrücken herkommenden Deckfalten wieder konstant vorhanden. Im Gebiet des Kiental und Doldenhorns ist der obere Teil des Kieselkalkes als sogen. „Tschingelkalk" entwickelt: ein bunter, besonders weiß und grün gebänderter Sandmarmor mit Echinodermenbreccien und bunten Kieselschiefern („Bänderkalke"), an der Außenfläche durch Vorragen der knolligen kieseligen Platten sehr auffallend gerippt (Bergsturzblöcke am Blauseeli). In der Diableretsdecke herrscht wieder der gewöhnliche Kieselkalk in reduzierter Mächtigkeit.

Eine neue Entfaltung gewinnt die Hauterivestufe in der Wildhorndecke. An der Stirn am Thunersee (Justistal) ist der untere Teil, ca. 70 m, als feinsandige Kalkschiefer mit Glaukonitkörnchen („Criocerasschiefer" Kaufmanns) ausgebildet, die eine reiche, von Meyer-Eymar bestimmte Cephalopodenfauna geliefert haben (Bachersboden-Niederhorn). Charakteristisch ist der große Crioceras Duvali (P. Beck, „Beiträge" 1911). Der gewöhnliche Kieselkalk darüber ist gegen 200 m mächtig und wie bei Brunnen ausgezeichnet durch Kalkbänke von meist 1—3 dm, die mit dünnen Schieferlagen regelmäßig wechseln. Im südlichen Teil der Wildhorndecke (Wildstrubel) nimmt die Mächtigkeit wieder ab.

In den „Préalpes externes" an der Veveyse ist das Hauterivien etwa 100 m mächtig und besteht unten aus feinsandigen, bankigen und schieferigen Kalken, oben aus bläulichen Fleckenmergeln, die vom Mergelkalk des Valangien fast nur durch die häufigen Crioceren unterscheidbar sind (E. Gagnebin). Ch. Sarasin erwähnt von dort Crioceras Duvali, Hoplites balearis, H. angulicostatus, Holcostephanus Sayni. Am Bifé E. Bulle ist noch typischer Kieselkalk mit Silex erhalten geblieben, der mittlere Teil aber durch blaue Mergel mit Kalkbänken vertreten (Fig. 74).

Zusammenfassung.

Nach gedachter Abwicklung erhalten wir folgendes Gesamtbild:

Im Autochthonen von Linthtal an westwärts ist das Hauterivien größtenteils unter der Eocäntransgression entfernt, auf der S-Seite des Aar- und Aiguilles Rouges-Massivrückens (Deckenland) aber fast durchweg als Kieselkalk wohl entwickelt. Dieser verschiefert weiter nach S und erreicht in der Zone Alvier-Drusberg-Brünig-Wildstrubel 300—600 m, also das 50fache von seinem nördlichsten Vorkommnis, um noch weiter südlich wieder abzunehmen. Während im Norden Austernbänke (Kistenpaß) und Riesenbreccien (Colombey) auf küstennahes Seichtwasser deuten, ist der südliche Faziestypus mit seinen Cephalopoden zweifellos als Tiefseebildung zu betrachten. Die untere Grenze des Kieselkalkes wird durch raschen Fazieswechsel, z. T. unter Fehlen der obersten Valangienhorizonte als eine scharfe Diskontinuität bezeichnet (Amden, Axendecke, Alvier usw.), während er nach oben rasch in die Altmann-Drusbergschichten übergeht.

Die Isopen verlaufen im ganzen nahezu parallel zu den Falten, W 25—28° S.

## Barrémien und Aptien in Urgonfazies.

Obwohl reicher an Fazieswechsel als das Hauterivien läßt sich auch in der Barrêmestufe keine auf das gesamte helvetische Gebiet durchgreifende Gliederung vornehmen. In der mittleren Fazieszone sind ohne scharfe Abgrenzung folgende Schichtabteilungen vorhanden, von oben:

Oberer Schrattenkalk mit Orbitolinenmergeln (Aptien)
Unterer Schrattenkalk
Drusbergschichten } Barrémien.
Altmannschichten

Das typischste Gestein ist der Schrattenkalk oder Urgonkalk, ein fast reiner Kalkstein, der gegen 300 m Mächtigkeit erreicht und gewaltige, hellblaugraue Felswände, oder von Karren („Schratten") durchfurchte Felsflächen bildet. Er ist teilweise dicht, teilweise oolithisch, teilweise als Echinodermenkalk entwickelt. In den Oolithen lassen sich unter dem Mikroskop Milioliden (Fig. 76), Textulariden, Echinodermentrümmer, Bryozoën usw. erkennen, die mehr oder weniger von Kalkrinden umgeben und in einem farblosen Mosaik oder Gewebe von ineinander gewachsenen Calcitkriställchen eingebettet sind. Im dichten Kalk findet man oft zu tausenden Schalen von Requienia ammonia, Toucasia carinata (= Requienia Lonsdalei) und auch Bänke mit Nerineen und Agria neocomiensis (Radiolites), im oberen Schrattenkalk schwarm- oder bankweise massenhaft die hut- oder tellerförmige 2 – 6 mm große Foraminifere Orbitolina conoidea = O. lenticularis auct. (Fig. 77). Wie beim Öhrlikalk trifft man, besonders an der oberen Grenze, hie und da schön erhaltene verkieselte Korallen (Käsernalp am Drusberg), dagegen keine Ammoniten. Als Riffkalk darf aber der Schrattenkalk nach den neueren Untersuchungen nicht

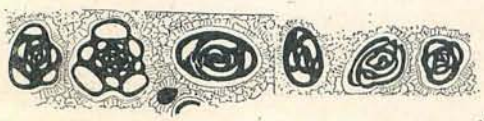


Fig. 76. Schnitte durch Milioliden aus Schrattenkalk $\frac{15}{1}$.

mehr bezeichnet werden. Er ist ein hemi-organogenes Gestein, entstanden aus chemisch niedergeschlagenem Kalk mit mehr oder weniger reichem Zusatz von Organismenschalen (Arnold Heim). Die Urgonfazies reicht über die Barrêmestufe hinaus, stellenweise bis zur Gaultzeit, und ist bekanntlich ein typisches Gebilde der mediterranen Provinz oder der alpinen Geosynklinale (vgl. W. Kilian, Palaeocretacicum, in Lethaea geognostica, 1907).

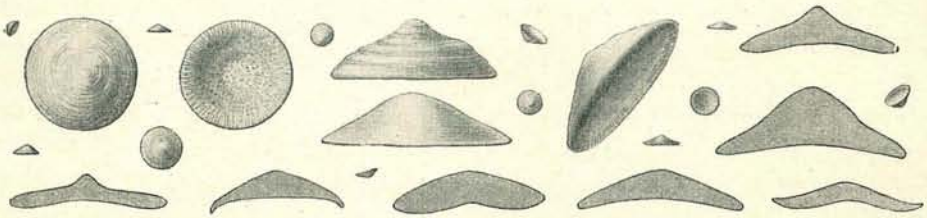


Fig. 77. Orbitolina lenticularis Blum. (d'Orb.) aus dem Aptien-Schrattenkalk des Säntis, Ansichten und Querschnitte individueller Variationen, die kleinen Figuren in natürlicher Größe.

Die Mergelfazies im unteren Teil der Barrêmestufe wird nach A. Escher als Drusbergschichten bezeichnet. In ihrer typischen Entwicklung (Drusberg, Sihltal) sind es hellbräunliche Schiefermergel, die mit dichten oder feinkörnigen, inwendig dunkelgrauen, oft knolligen Kalkbänken wechsellagern.

Als Altmannschichten bezeichnet man (nach A. Escher vom Altmann im Säntisgebirge) die grünsandigen, oft pyritreichen Bänke, die nach oben aus der Kieselkalkstufe hervorgehen, sich gelegentlich innerhalb der Drusbergmergel wiederholen und nach ihren Cephalopoden (Gruppe des Desmoceras difficile, Holcodiscus Caillaudianus) der Barrêmestufe angehören (C. Burckhardt 1896, Aug. Tobler). In den älteren Arbeiten sind leider die Fossilien aus den Glaukonitschichten des Hauterivien von denjenigen des Barrémien nicht getrennt.

### a) Östliche Schweizeralpen.

Im autochthonen Gebiet (Kistenpaß, Vättis) ist die Barrêmestufe schwach entwickelt. Die Drusbergschichten sind 10—15 m mächtige Mergelschiefer, die im oberen Teil Kalkbänke voller verkieselter Austernschalen einer der Exogyra Couloni nahestehenden aber größeren und flacheren Art („E. sinuata Sow.", richtiger E. aquila d'Orb.) enthalten („Sinuataschichten"). Darüber folgt der untere Schrattenkalk von meistens nur 5—30 m Mächtigkeit. Der obere Schrattenkalk fehlt in der Regel, ja an einigen Stellen (Kaminspitzfalte) ist auch der untere Schrattenkalk vor Ablagerung des Gault ganz entfernt worden. Auf der Ostseite des Calanda erreicht der Schrattenkalk wieder größere Mächtigkeit.

Die Ausbildung in der Glarnerdecke schließt sich an die autochthone an, ist aber schon vollständiger (J. Oberholzer), von oben:

Orbitolinenmergel 5—20 m; unterer Schrattenkalk 20—40 m; Austernbänke 5—10 m; grauer, feinsandiger Kalk mit Austern 20 m.

In der Mürtschendecke kommt auch noch der obere Schrattenkalk mit etwa 20 m; hinzu, der am Walensee bei Betlis (Gänsestad) massenhaft Orbitolinen, Brachyopoden (Terebratula sella, Zeilleria tamarindus, Rhynchonella Gibbsi) und

Seeigel (Heteraster oblongus) usw. enthält. Gegen E und SE wächst der Schrattenkalk innerhalb der Mürtschendecke rasch zu bedeutender Mächtigkeit: oberer Schrattenkalk gegen 70 m, unterer ca. 80 m. Die Drusbergschichten haben soweit noch ihre Fazies beibehalten, sind aber 50 m mächtig geworden und enthalten an ihrer Basis zum erstenmal glaukonitische Bänke (Altmannschichten).

Dieser Typus setzt, der Tektonik entsprechend, am N-Rand der Säntisdecke und in der Axendecke fort. Der untere Schrattenkalk ist mehr massig, der obere ausgeprägt gebankt. Schon im mittleren Säntis und in den Churfirsten aber sind die Austernbänke im Verschwinden begriffen. Dafür trifft man in den fossilarmen Drusbergmergeln mit Kalkbänken (ca. 50 m) vereinzelt Echinospatagus Collegnii = Toxaster Brunneri (Spatangenfazies). Der Schrattenkalk erreicht in den westlichen Churfirsten mit 250—300 m seine größte Mächtigkeit. Dabei verschmilzt infolge des Verschwindens der untersten Orbitolinenmergelbank der obere Schrattenkalk (80—90 m) mit dem unteren (Tafel XIV u. XVI.)

In den östlichen Churfirsten beginnt eine nach SE zunehmende Vermergelung des unteren Schrattenkalkes von unten, so daß schon am Alvier der gesamte untere Schrattenkalk in die fossilarme Fazies der Drusbergschichten (200—350 m) übergegangen ist, und nur noch der obere Schrattenkalk 30—40 m mit Orbitolinen und Wurmröhrchen (Serpula) übrig bleibt. Die glaukonitischen Altmannschichten sind zugleich in ihre cephalopodenreiche Fazies übergegangen.

### b) Westliche Schweizeralpen.

Von Linthtal westwärts fehlt das autochthone Barrémien mit allen jüngeren Kreidestufen, mit Ausnahme der autochthonen Fenster von Champéry und Monthey im Wallis, wo Schrattenkalk (mit rauhen Echinodermenkalken an der Basis) zur Kalkbrennerei ausgebeutet wird (XXI Pr. 14). Dieses Urgon gehört, obwohl innerhalb der Alpen, fast eher zum Juragebirge. Es ist ähnlich wie am Salève.

Weiter SE finden wir die Barrêmestufe erst wieder, von der S-Seite des Aiguilles Rouges-M. herkommend, in der Dents-du-Midi-Morcles-Decke. An deren Nordrand (Argentines) sind die Drusbergschichten durch mergelige Lagen angedeutet. Darüber folgt auffallend hellgrauer, dichter, leuchtend weiß angewitterter, massiger unterer Schrattenkalk mit zahlreichen Nerineen und Requienia ammonea (ca. 100 m), der, wie am Säntis, ohne scharfe Grenze in den etwas bräunlicheren geschichteten oberen Schrattenkalk mit häufigen Orbitolinen, Toucasia carinata, Rhynchonella Gibbsi, Heteraster oblongus, Pygaulus Sentisianus übergeht (Renevier).

An den Diablerets ist nach Renevier nur noch der untere Schrattenkalk mit Drusbergschichten vorhanden. Die gleiche Ausbildung findet man wieder in den äußeren Teilen der Wildhorndecke vom Sanetschpaß über den Sigriswilergrat, die Schrattenfluh bis zum Pilatus-N-Rand. Am mächtigsten ist der untere, größtenteils oolithische Schrattenkalk am Niederhorn (210 m nach Beck) und an der Schrattenfluh (150—200 m nach Schider), von woher Studer den Namen gewählt hat. Auch die Altmann- und Drusbergschichten (25—100 m) sind durchweg in der Randkette wie am Walensee ausgebildet.

Erst östlich (Pilatus-S, Rigihochfluh) und südlich davon (Beatenberg) stellt sich unter dem Eocän der obere Schrattenkalk mit Orbitolinen ein. Noch in der Drusberg-Stirnfalte vom Flubrig bis Harder und Aermighorn ist über den mächtiger gewordenen Drusbergschichten (100 m) der Schrattenkalk voll entwickelt, geht aber südlich davon, wie in der Alviergruppe, in seinem unteren Teil (Frohnalpstock-Klingenstock, Melchtal, Brünig) oder vollständig wie an der Lièn SE des Wildhorn in die Mergelfazies über, so daß die verschiedenen Neocomstufen fast nur durch ihre Cephalopoden voneinander unterscheidbar sind (Lugeon, Eclogae 1900).

In der Plainemorte-Decke, ultrahelvetisch, vollzieht sich der Übergang in die Cephalopodenfazies mit plattigem Aptychenkalk, der aber noch Schrattenkalkbänke mit Orbitolinen und Diploporen enthält, während in der Bonvindecke nach Lugeon (Beiträge 1919) Eocän auf Malm transgrediert, die Kreide also fehlt.

In den Préalpes externes an der Veveyse ist das Barrémien in reiner Cephalopodenfazies entwickelt, nämlich graue Mergelschiefer mit regelmäßigen Kalkbänken von 10 bis 30 cm, gegen 100 m, vom Hauterivien nur durch die Fauna abzugrenzen, mit Desmoceras difficile, D. cassidoides, D. psilotum, Holcodiscus Hugii, H. Seunesi, Pulchellia Favrei usw. (Ch. Sarasin und E. Gagnebin). Während an der Veveyse darüber Flysch liegt, ist am Bifé über dem entsprechen-

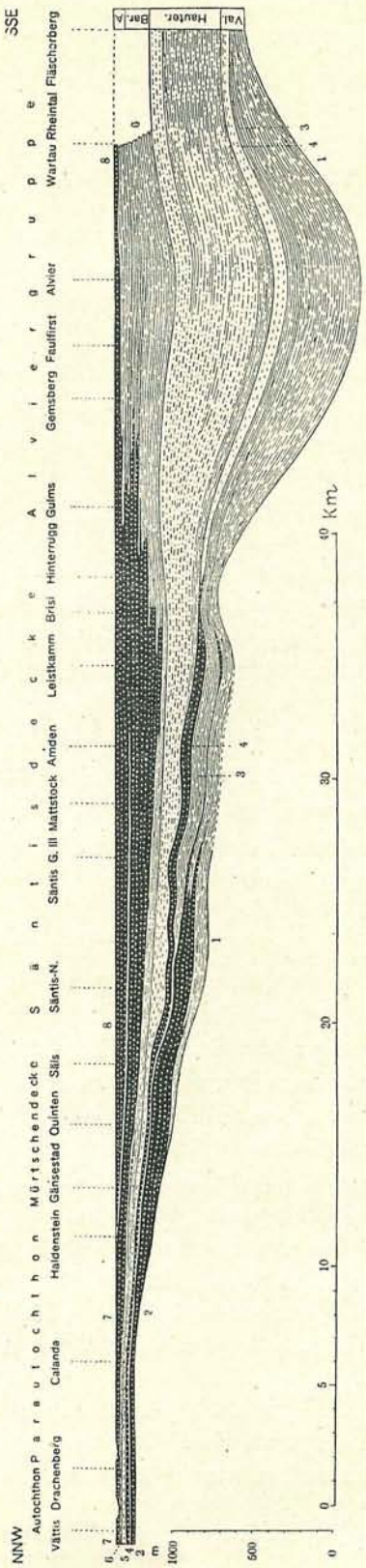



Fig. 78. Faziesveränderungen der Unteren Kreide in den östlichen Schweizeralpen, nach Arnold Heim 1916 (abgewickelt dargestellt).

1. Öhrlimergel, im N neritisch, im S bathyal.
2. Öhrlikalk.
3. Valangienmergel.
4. Valangienkalk, im N in Urgonfazies, im S als Diphyoideskalk, bathyal.
5. Kieselkalkstufe, Hauterivien.
6. Drusbergschichten, inkl. Altmannschichten, Barrémien.
7. Unterer Schrattenkalk.
8. Oberer Schrattenkalk.

Weiß punktiert in schwarz = Urgonfazies.

den unteren Barrémien noch ein 15—30 m mächtiger weißlicher Oolith (Calcaire oolithique Gilliéron) vorhanden, der dem unteren Urgon entspricht, aber merkwürdigerweise dem Schrattenkalk viel weniger ähnlich ist, als manchem Oolith aus dem Juragebirge.

Zusammenfassung (Fig. 78).

Wir sind zur folgenden Vorstellung über die abgewickelte Faziesverteilung gelangt:

1. Der ganze Massiv-Nordrand von Linthtal an westlich ist durch Denudation von Barrémien bis Oberkreide vor Ablagerung des Eogen entblößt worden. Östlich und südlich davon findet man litorale Mergel mit Austernbänken und unterem Schrattenkalk in schwacher Entwicklung, durch transgressiven Gault begrenzt (autochthon, parautochthon, Glarnerdecke).

2. Die volle Entwicklung zeigt sich in einer mittleren Zone, wobei die Austernbänke verschwinden, der Schrattenkalk 200—300 m mächtig wird und meist in einen unteren und oberen Teil mit zwischenliegenden Orbitolinenmergeln getrennt ist (Axendecke, Säntisdecke nördlicher Teil).

3. In der südöstlichen Ablagerungszone verschwindet der untere Schrattenkalk, indem die Urgonfazies durch die Mergelfazies der Drusbergschichten ersetzt wird, bis man schließlich zur reinen tiefseeischen Cephalopodenfazies (Barrêmefazies) gelangt.

Der seitliche Übergang von der Urgonfazies in die Mergelschlammfazies vollzieht sich im südlichen Teil der Drusberg-Wildhorndecke vom Alvier bis Wildhorn oft auffallend rasch (Churfirsten bis Alvier oder Frohnalpstock bei Brunnen bis Klingenstock). Die Isope verläuft also im Mittel W 30° S, d. h. den Alpen parallel.

## Mittlere Kreide.

Die außerordentlich scharfe Faziesgrenze vom Schrattenkalk zur grünsandigen, mittleren Kreide (oder dem Gault im weiteren Sinne der älteren Schweizergeologen) entspricht weder genau der Grenze von Aptien und Albien, noch derjenigen vom Unteren Aptien (Bedoulien) zum Oberen Aptien (Gargasien), noch handelt es sich überhaupt um eine synchrone Trennung. Die Urgonfazies scheint nicht überall gleichzeitig ihren Abschluß gefunden zu haben, und ebensowenig hat die neue Sedimentation gleichzeitig eingesetzt. Es ergibt sich daraus, daß die Faziesgrenze beider Abteilungen in doppeltem Sinne paenaccordant (= nicht ganz konkordant) ist.

Zur Klärung dieser schwierigen chronologischen Frage ist es vor allem notwendig, mit peinlicher Sorgfalt die Schichtgrenzen zu studieren. Aus der Verknüpfung des oberen Schrattenkalkes mit der Luiterezug-Fossilschicht der südlichen Fazieszone haben schon Ch. Jacob und Tobler 1906 geschlossen, daß der obere Schrattenkalk noch teilweise das Gargasien vertritt. Im nördlichen Teil der mittleren Fazieszone ließ sich sogar feststellen, daß der obere Schrattenkalk an einigen Stellen durch vertikale oder horizontale Übergänge mit den grünsandigen Schichten verbunden ist, die vermutlich bereits der Clansayes-Zone angehören (Säntis-W; Betlis am Walensee; Richisau-Klöntal).

In einem idealen Profil der mittleren Zone in den östlichen Schweizeralpen (z. B. Churfirsten) ist die in Fig. 79 und nebenstehender Tabelle gegebene Gliederung vorhanden.

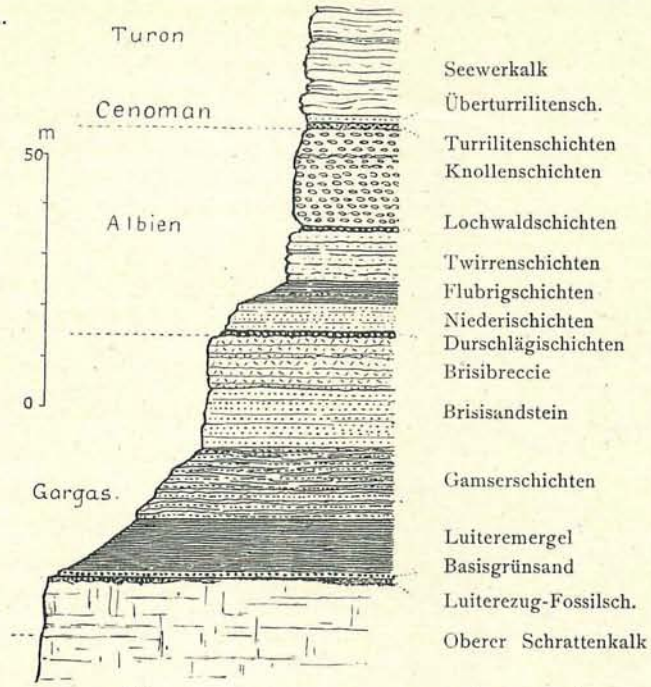



Fig. 79. Idealprofil der mittleren Kreide (Churfirsten) nach Arnold Heim 1910.

| | | | Bezeichnung von: | Paläontologische Zonen | Jacobs Zone Nr. |
|---|---|---|---|---|---|
| Gault im weiteren Sinne der älteren Autoren | Cenoman | 13. Überturriliten- und Turrilitenschichten | Arn. Heim 1910<br>A. Escher 1840 | Acanthoceras Mantelli<br>Turrilites Bergeri | VII |
| | Albien (d'Orb.), Gault s. str. | 12. Knollenschichten | Arn. Heim 1905 | Mortoniceras inflatum | VI |
| | | 11. Lochwald-Fossilschicht | Jacob et Tobler 1907 | Mortoniceras Hugardianum | |
| | | 10. Twirrenschichten | E. Ganz 1912 | Hoplites dentatus | V |
| | | 9. Flubrigschichten | E. Ganz 1912 | | |
| | | 8. (Niederischichten) | Arn. Heim 1910 | | (IV–V) |
| | | 7. Durschlägischichten | Arn. Heim 1909 | Hoplites tradefurcatus | IV |
| | Gargasien | 6. 5. Brisisch. { Echinod. Breccie / Glaukonitsandst. | Arn. Heim 1909 | Zone von Clansayes; Douvilléiceras nodosocostatum | III |
| | | 4. Gamserschichten | Arn. Heim 1910 | Douvilléiceras subnodosocostatum und Douvilléiceras Buxtorfi | II b |
| | | 3. Luiteremergel und 2. Basisgrünsand | Arn. Heim 1909 | | |
| | | 1. Luiterezug-Fossilschicht | Jacob et Tobler 1907 | | |
| | | Oberer Schrattenkalk | B. Studer 1834 | Hoplites Deshayesi | I—II |

Früher wurden alle glaukonitischen Schichten zwischen Schrattenkalk und Seewerkalk kurzweg als Gault bezeichnet und eine Gliederung desselben meistens nicht versucht. Die Namen der Unterabteilungen sind deshalb von neuerem Datum. Die Echinodermenbreccie der Brisischichten am Drusberg stellte Renevier 1868 zum Aptien, sonst aber wurde sie meist zum Gault gerechnet. C. Burckhardt, dem wir in „Beiträge" 1896 die erste Gliederung des „Gault" verdanken, bezeichnete die mergelig-glaukonitischen Schichten des Albien über der Echinodermenbreccie, die dem eigentlichen Gault-Ton Südenglands homolog sind, als „Concentricusschiefer". Seither war es möglich, innerhalb derselben drei Unterabteilungen zu unterscheiden, und es zeigt sich, daß die Muschel Inocermus concentricus auch in tieferen und höheren Horizonten auftritt. In rascher Folge wurde seit 1905 der „Gault" in den zentralen und östlichen Schweizeralpen genauer untersucht, durch Tobler, Jacob, Buxtorf, E. Ganz, Arn. Heim (Literatur S. 292), und schließlich die in obiger Tabelle gegebene Einteilung begründet (Fig. 79).

Glaukonit (K-haltig) und Phosphorit des Gault erzeugen durch Verwitterung einen besonders fruchtbaren Boden. Die besten Alpweiden liegen auf Gault. Meist bildet er zwischen den hellen Wänden von Schrattenkalk und Seewerkalk ein flacheres Rasenband (Taf. XVI), das schon aus großer Ferne die Tektonik erkennen läßt, manchen Anstieg ermöglicht und von manchem Pfade benutzt wird.

## Gargasien (ob. Aptien).

Bei vollständiger Entwicklung (Alvier-Drusberg-Seelisberg) sind folgende Schichtabteilungen zu unterscheiden, von unten

1. Luiterezug-Fossilschicht, so genannt nach der klassisch gewordenen Fundstelle „Luitere Zug" am Wege von Station Dallenwil nach Nieder-Rickenbach (Unterwalden) im Tal der Engelberger Aa, Drusbergdecke (vgl. Jacob et Tobler 1906, Arn. Heim 1909, geol. Vierwaldstättersee-Karte 1 : 50000, 1914). Über dem bankigen oberen Schrattenkalk mit Silex und Rhynchonella Gibbsi, mit diesem karrig verzahnt, liegt dort eine 15—25 cm dicke, schwarze Glaukonitmergelbank mit Phosphoritknollen, die erfüllt ist von teilweise sehr schön erhaltenen Versteinerungen (64 Arten), worunter Douvilléiceras subnodosocostatum, D. Buxtorfi, Douvilléiceras Martini, Desmoceras Zürcheri, Lytoceras Duvalianum, Phylloceras Guettardi, Belemnites semicanaliculatus, massenhaft Discoidea decorata mit Solarium, Trochus, Inoceramus concentricus, I. sulcatus und vielen andern Schnecken und Muscheln. Jacob hat diese Fauna dem oberen Gargasien zugewiesen, und darauf seine paläontologische Unterzone IIb begründet. Die Luiterezug-Fossilschicht ist auch weiter östlich, bei Seelisberg und am Drusberg (E. Ganz) vorhanden, ferner am Bürgenstock (Buxtorf) und in den Churfirsten, wo sie jedoch reliktartig als direktes Liegendes des Brisisandsteins auftritt und besonders durch Parahoplites crassicostatus ausgezeichnet ist.

2. An einigen Stellen (Drusberg, Alvier) folgt mit scharfer Grenze darüber zunächst eine Grünsandsteinbank („Durchgängschicht" nach Ganz).

3. Luiteremergel: dunkelgraue, feinkörnig samtartige, schwach glaukonitische Schiefermergel.

4. Gamserschichten: knorrig-flaseriger, schwarzer, glaukonitischer Mergelgrünsand mit Glaukonitsandsteinbänken, oft an den Eisensandstein des Dogger erinnernd. Parahoplites Tobleri und Lytoceras Duvali.

5. Brisisandstein: massiger feinkörniger Quarz-Glaukonitsandstein mit calcitischem Bindemittel.

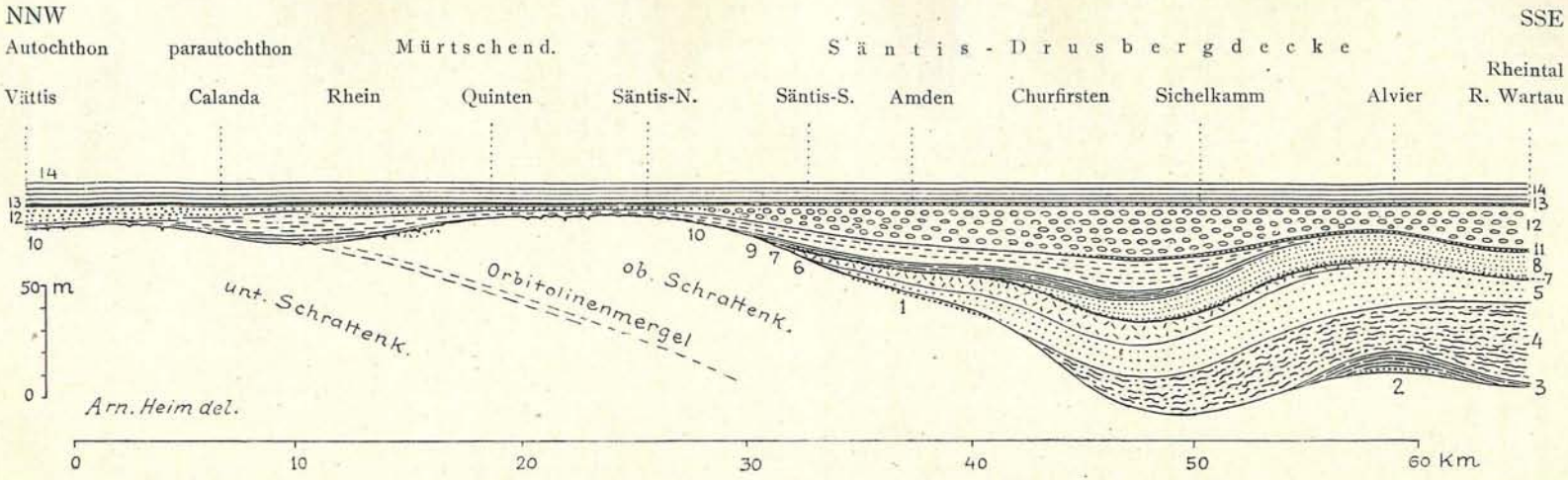



Fig. 80. Faziesveränderungen der mittleren Kreide in den östlichen Schweizeralpen abgewickelt dargestellt, nach Arnold Heim.

Gargasien (oberes Aptien).

1. Luiterezug Fossilschicht
2. Basis-Grünsandbänke
3. Luiteremergel
4. Gamserschichten

} Zone des Douvilléiceras Buxtorfi, IIa.

5. Brisi-Glaukonitsandstein
6. Brisi-Echinodermenbreccie

} Clansayes-Zone, III.

Albien.

7. Durchschlägi-Fossilhorizont, Tardefurcatuszone IV.
8. Niederischichten, Vertreter von
9. Flubrigschichten und
10. Twirrenschichten

} Dentatuszone V.

11. Lochwald-Fossilschicht
12. Knollenschichten, im NW. durch kompakten Grünsandstein ersetzt

} Inflatuszone VIa.

Cenomanien-Turonien.

13. Turriliten- und Überturrilitenschicht, im S. fossilleer.
14. Seewerkalk.

6. Brisibreccie: rauhe, braun anwitternde Echinodermenbreccie mit grünsandigen Beimengungen, oft auch Sandsteinbändern, mit massenhaft Fragmenten von Echinodermen, Bryozoen, oft auch häufigen Orbitolinen. Die Brisischichten 5 und 6 gehören nach ihrer stratigraphischen Lage zur Clansayes-Zone, die wir zum obersten Aptien rechnen (vgl. Tabelle Bd. I S. 520).

### a) Östliche Schweizeralpen.

Im autochthonen Gebiet und bis zur Axendecke und Säntisstirn fehlen grünsandige Gargasablagerungen. Noch am Säntisgipfel sitzt das Albien unmittelbar auf einer karrig ausgelaugten Fläche des oberen Schrattenkalkes, in dessen Löcher der Grünsand mit schwarzen Phosphoritknollen eingreift. Von der mittleren Säntiskette an südwärts schieben sich dazwischen schrittweise die neuen Horizonte ein: zunächst die Brisibreccie mit Orbitolinen und Bänken voll der großen Auster Exogyra aquila (Wildhaus), und Brisisandstein darunter. Diese Abteilungen erreichen in den Churfirsten je 15—20 m Mächtigkeit, und bilden den Gipfel der Brisi, 2280 m. In den östlichen Churfirsten kommen die Gamserschichten mit 15—20 m zum Vorschein (Gamserrugg) und diese setzen durch die ganze Alviergruppe fort, bis sie im Rheintal (Altenburg bis Wartau) 40—70 m Mächtigkeit erreichen. Am Alvier (Hurst) werden die Gamserschichten noch von typischen Luiteremergeln (7 m) und Mergelkalk mit dunkelgrünen Glaukonitkalkbänken voller Belemniten unterlagert, die ebenso mit messerscharfer Grenze dem oberen Schrattenkalk aufliegen. Unterdessen ist die Brisi-Echinodermenbreccie mehr und mehr durch Glaukonitsandstein ersetzt worden (Fig, 80).

Die genannten drei Zonen wiederholen sich westlich der Linth:

1. Die Zone ohne grünsandiges Gargasien, mit Albien transgredierend auf Schrattenkalk, vom Autochthonen bis zur Stirn der Axendecke. Die Faziesgrenze zu Zone 2 bildet das tektonisch so wichtige Eocänband Betlis-Näfels-Pragelpaß-Sissikon. Erst die hangenden Decken enthalten den sogen. „unteren Gault".

2. Die Zone mit transgredierenden Brisischichten in der Säntisdecke (Riseten, Wiggis, Aubrig, Rigihochfluh, Bürgenstock, Pilatus-Südrand usw.) und Rädertendecke.

3. Die Zone mit transgredierenden Gamserschichten und Luiteremergel in der Drusbergdecke (Drusberg, Seelisberg, Wolfenschießen, Sachselerberge).

In dieser südlichen Zone im Drusberggebiet sind nach E. Ganz über der Luiterezug-Fossilschicht die Luiteremergel und Gamserschichten größtenteils durch Echinodermenkalk (Illgau) und Oolith („Sternenoolith") ersetzt. Darüber folgen in maximaler Mächtigkeit (40—60 m am Frohnalpstock bei Brunnen) ohne scharfe Grenze die Brisischichten, größtenteils als Echinodermenkalk mit Grünsandbändern entwickelt. Sie enthalten zahlreich Orbitolina lenticularis, verschiedene Austern, Belemnites semicanaliculatus, Rhynchonella Gibbsi und eine Bank mit der großen Terebratula alpina Rollier, ehemals irrtümlich T. Moutoniana genannt (Wannenalp-Drusberg). E. Renevier hat diese Schichten schon 1868 (B. S. V.) zum Aptien (über sein „Rhodanien") gestellt.

b) Westliche Schweizeralpen.

In der Morclesdecke treten nach Favre und Schardt (Dt. du Midi) und Renevier (Cordaz) Sandsteine und Sandkalke mit Exogyra aquila in geringer Mächtigkeit auf, die vermutlich den Brisischichten entsprechen.

In der Diableretsdecke und am Stirnrand der Wildhorndecke vom Pilatus bis zum Sanetschpaß ruht meistens Eocän direkt auf dem Schrattenkalk. Der „Gault" stellt sich aber rasch hinter der Front wieder ein, und zwar mit Echinodermenbreccie und Glaukonitsandstein (Brisischichten) als Basis (Waldegg, Aermighorn 10 m, Wildhorn), um in der südlichsten Zone wiederum zu verschwinden durch die Erosion, die der Transgression der Wangschichten vorangegangen ist.

In den ultrahelvetischen Decken ist die mittlere Kreide erst neuestens vom Bifé E. Bulle bekannt geworden, und zwar Gamserschichten 15 m („Calcaire noir" Gilliéron), welche in dunkelblaue weiche Mergel von 20—30 m übergehen. Sonst scheint die mittlere Kreide entweder vor Ablagerung der Wangschichten oder vor Eocän abgetragen worden zu sein (Arn. Heim, Verh. Schw. N. G. 1919).

Nach gedachter Abwicklung und Ergänzung der Denudationen unter den Nummuliten- und Wangschichten ergibt sich, daß das Gargasien in Form von transgredierenden grünsandigen Schichten im ursprünglich nördlichen Gebiet (autochthon, parautochthon, Glarner-Mürtschendecke, event. ausgenommen Morclesdecke) fehlt, und zwar vermutlich infolge von Nichtabsatz und lokaler Vertretung durch Urgonfazies, dagegen sich nach S innerhalb der Axen- und Säntis-Wildhorndecke durch schrittweises Hinzutreten neuer Horizonte im Liegenden bis zu 100 m Mächtigkeit entfaltet.

Die Fazies der Brisischichten am Aermighorn (Adrian) entspricht vollständig derjenigen vom südlichen Teil der Säntiskette und des Mattstock. Die isopische Richtung verläuft daher im ganzen den Alpen parallel, im Durchschnitt W 32° S.

## Albien.

Für das Albien oder den Gault im engeren Sinne sind bezeichnend kalkige Grünsandsteine und glaukonitische Kalke mit Phosphoritknollen und Fossilsteinkernen in verschiedenen Horizonten, sowie grünsandige Mergel (Flubrigschichten, die meist durch ihre Fossilien (Inoceramus concentricus) leicht von sonst ähnlichen Bildungen zu unterscheiden sind, während der fossilarme, dunkelgrüne Kalkgrünsand der Knollenschichten durch seine hellgrauen, an der Oberfläche ausgelaugten Kalkknollen von Ei- bis Kopfgröße ohne weiteres in die Augen springt (Fig. 81).

Ein ideales Profil, z. B. Churfirsten, weist folgende Schichtabteilungen auf (gleich numeriert wie in Fig. 79):

7. Durschlägischichten (nach Durchschlägi bei Amden), eine mit der liegenden Brisibreccie verzahnte, meist wenige dm mächtige Grünsandbank voller phosphoritischer Knollen, mit Desmoceras (Uhligella) convergens, D. Beudanti, Terebratula Dutempleana, Dentalium decussatum und häufigen andern Gastropoden und Zweischalern.

8. Niederischichten (nach der Niederi ob Walenstadt), feinstkörnige, fast kalkfreie, harte kieselige glaukonithaltige Schichten, im N fehlend.

9. Flubrigschichten, meist mergelige grünsandige Bänke, einige Meter, mit Douvilléiceras mamillatum, Hoplites dentatus, Solarium Hugianum, Natica Gaultina, Inoceramus concentricus und vielen andern Mollusken, zum Teil die gleichen wie in den Durschlägischichten.

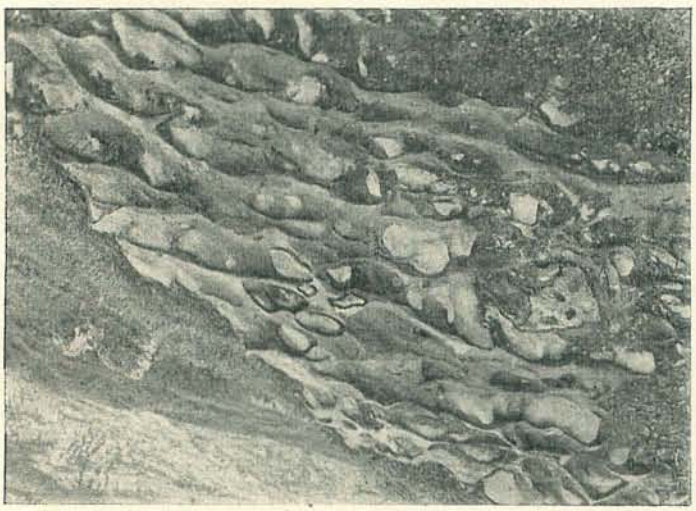


Fig. 81. Knollenschichten des oberen Gault, Churfirsten (nach Arnold Heim 1913).

10. Twirrenschichten (nach der Twirren N. Klöntal), schwach gründsandige Kalke mit Foraminiferen („Oligostegina", Nonioninen) und Hoplites dentatus, H. auritus, Belemnites minimus, häufig Inoceramus concentricus.

11. Lochwald-Fossilschicht (nach Lochwald bei Dallenwil, Tal der Engelbergeraa), im NW in sterile Knollenschichten übergehend (Säntis), im SE als scharf begrenzte Bank von 0,4 bis 1,5 m voller Phosphoritknollen entwickelt (Alviergruppe). Von Fossilien sind bezeichnend die gekielten Ammoniten: Brancoceras varicosum, Mortoniceras inflatum, M. Bouchardianum, M. Hugardianum, ferner Hamites virgulatus, Inoceramus sulcatus und die Einzelkoralle Trochocyathus conulus.

12. Knollenschichten, fossilarm.

Während der Kriegszeit wurden vom Schweiz. Volkswirtschaftsdepartement Untersuchungen über den eventuellen Abbau von Phosphorit angeordnet, wobei in erster Linie der Gault der Alviergruppe (Werdenberg), und zwar Lochwald- und Durschlägihorizont in Frage kamen. Diese enthalten bis 25 % $Ca_3(Po_4)_2$. Die Arbeiten wurden bald wieder aufgegeben, da sich trotz des erhöhten Preises von Phosphordünger bei den geringen Mächtigkeiten (durchschnittlich $^1/_2$—1 m) der Abbau als unrentabel erwies (E. Truninger, Vork. nat. Phosphorite, Landwirtsch. Jahrb. d. Schweiz 1919).

### a) Östliche Schweizeralpen.

Vom autochthonen Gebiet bis zur Stirn der Axen- und Säntisdecke (Säntis-Nordrand) ruht der Albien-Gault unmittelbar auf Schrattenkalk, oft in karrige Vertiefungen desselben eingreifend (Kistenpaß). Mit wenigen Ausnahmen (Betlis) fehlt mit den Brisischichten auch das unterste Albien, während der obere Gault (Dentatus- und Inflatuszone) als grünsandige Kalke, Knollenschichten oder massiger Grünsandstein durchweg entwickelt ist. Die geringste Mächtigkeit (5 m) fällt auf die Mürtschendecke und den Säntisnordrand (Fig. 80). Die beste Entwicklung erlangt der Gault in einer mittleren Zone innerhalb der Säntis-Drusbergdecke (Churfirsten, Flubrig usw.), wie oben beschrieben (Fig. 79).

Im Churfirsten-Alviergebiet werden die kalkreichen Flubrig- und Twirrenschichten durch die Kieselfazies der Niederischichten ersetzt, die schließlich mit 10—15 m Mächtigkeit das ganze untere Albien beherrschen, während die Knollenschichten unverändert 20—30 m Mächtigkeit beibehalten.

Im Drusberggebiet hingegen reduzieren sich die einzelnen Gaultschichten nach S, so, daß schon am Forstberg über der mächtigen Brisibreccie nur noch 2 m glaukonitischer Mergel und Glaukonitkalk der Dentatuszone und die Lochwald-Fossilbank 0,4 m übrig bleiben. Darüber liegt mit scharfer Grenze Seewerkalk, dessen untere Lagen von 1—2 m mit Glaukonitnestern vermutlich die Knollenschichten vertreten.

Noch weiter geht die Reduktion im Tal der Engelberger-Aa (Drusbergdecke), wo nach A. Tobler nur noch die 1 m mächtige Lochwald-Fossilbank zwischen Brisibreccie und Seewerkalk übrig bleibt. Diese ist bei Wolfenschießen als seewerartiger Kalk mit Glaukonitkörnchen voller Phosphoritknollen entwickelt und hat dort aus Blöcken im Lochwald eine reiche, von Ch. Jacob beschriebene Fauna geliefert, worunter Hoplites dentatus, H. splendens, Desmoceras Beudanti, D. latidorsatum, Lytoceras Agassizianum, Phylloceras Velledae, Schnecken, Muscheln und Terebrateln (Hoplitenprovinz der Lochwaldschicht).

b) Westliche Schweizeralpen.

Im Rhonegebiet trifft man von N kommend den ersten Albien-Gault an der Stirn der Morclesdecke bei Cheville, nach Renevier: 1. dunkler Kalk mit Schieferlagen 1—2 m, 2. weicher grünlicher Sandstein 10 m, darüber die Turrilitenschichten.

Weiter SE erscheint der Gault erst wieder im mittleren Teil der Wildhorndecke. Genauere Profile sind erst von der rechten Seite der Kander bekannt, wo Adrian am Aermighorn unsere Einteilung der Ostschweiz wieder erkannte, von unten:

1. tiefschwarze, sandige Mergel (Flubrigschichten) 1 m.
2. Glaukonitsandstein (Twirrenschichten) 6 m.
3. Knollenschichten, an der Basis mit Fossilbank 2 m, mit Inoceramus concentricus und I. sulcatus (Lochwaldschicht), nach NE unter Senonmergel auskeilend.

Meist ist aber in dieser Gegend der Gault auf wenige Meter reduziert.

Infolge der alten Erosionen sind die jüngeren Kreidesedimente mehr und mehr bloß Relikte unter dem Eocän. Daher ist es schwierig, ein klares Bild der ursprünglich regionalen Faziesveränderungen zu entwerfen. Wir haben gefunden, daß im nördlichen Faziesgebiet, meist bei Fehlen der Basis, der mittlere und obere Gault wohl entwickelt sind, im mittleren die vollständigste Gliederung auftritt und im südlichsten eine Reduktion bis zum Verschwinden folgt, die vermutlich einer primär schwächeren Sedimentation entspricht. Für die südliche Zone ist bezeichnend die Lochwald-Fossilschicht, während die Kieselfazies der Niederischichten (Gaize) bis jetzt nur vom Osten bekannt ist.

## Obere Kreide.

### Cenoman-Turon.

In der nördlichen helvetischen Zone ist der Gaultgrünsand durch lithologische und paläontologische Übergänge mit dem darüber folgenden Seewerkalk verbunden. An der Faziesgrenze stellt sich die reiche Fauna der Turrilitenschichten ein, die Renevier als eigene Übergangsstufe „Vraconnien" bezeich-

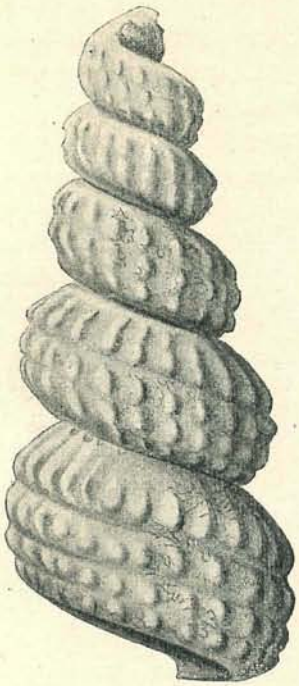


Fig. 82. Turrilites Bergeri Brongt. Steinkern mit stellenweise erhaltenen Suturlinien, aus den Turrilitenschichten des Säntis, $^1/_2$ nat. Gr.

nete. Von den einen Forschern wird sie noch zum Albien (Jacob), von andern schon zum Cenoman (Burckhardt, Arn. Heim) gerechnet. Sicher ist, daß sich eine Zweiteilung nicht vornehmen läßt und Cephalopoden des Gault mit leitenden Arten des echten Cenoman (Rotomagien) gleichzeitig auftreten. Reiche Faunen sind unter andern bekannt vom Kistenpaß (autochthon), Betlis (Mürtschendecke), Silbern- und Wasserberg (Silberndecken), Säntisgebirge, besonders Ebenalp, Säntisgipfel, Neuenalpkamm (Säntisdecke). Die Fauna des Vraconnien der Morclesdecke bezeichnet Renevier als „die reichste und interessanteste Fauna unserer Alpen". Von Cheville enthalten seine Listen 235 Arten, darunter auch leitende Gault-Hopliten, wie H. auritus (häufig), H. interruptus, H. Deluci usw., die sonst aus den Turrilitenschichten nicht bekannt sind, während umgekehrt die leitenden Cenomanarten, wie Acanthoceras Mantelli, Schloenbachia varians, Schl. Coupei, Turrilites Puzosianus auch in den östlichen Schweizeralpen vorkommen. Allgemein charakteristisch sind für die Turrilitenschichten Turrilites Bergeri (Fig. 82), Hamites virgulatus, Baculites Gaudini, Belemnites minimus, Holaster laevis.

### Östliche Schweizeralpen.

In einem normalen Profil finden wir (vgl. Fig. 79 und Tabelle S. 307):

1. Turrilitenschichten (aus dem Gaultgrünsandstein hervorgehend) $^1/_2$ bis 1,5 m mächtig, bestehend aus grünsandigem, grauem, dichtem Kalk, der von flaserigen Schlieren mit reichlicherem Glaukonit durchzogen wird. Die vielen schwarzgrünen Fossilsteinkerne ragen auf der angewitterten Außenfläche vor. Nach oben folgt unter Verschwinden derselben und Zurücktreten des Grünsandes ohne scharfe Grenze:

2. Überturrilitenschichten 1 m, ein hellgrauer, dichter Kalk, der sich vom gewöhnlichen Seewerkalk nur durch seine dunkelgrünen Glaukonitkörnchen unterscheidet. Belemnites minimus, B. ultimus.

3. Seewerkalk (zuerst von Mousson nach den Steinbrüchen von Seewen bei Schwyz benannt), eines der typischsten Gesteine der helvetischen Fazies: hellgrauer, sehr dichter, plattig bankiger Kalkstein, mit schwarzen Tonhäuten, welche flaserig den knolligen Kalk durchziehen, meist etwas gelblich anwitternd, erfüllt von kleinen Foraminiferen: Orbulinaria (früher Lagena oder Pithonella genannt) ovalis, Globigerina cretacea, Discorbina canaliculata (= Pulvinulina tricarinata Qu.), Textularien usw. (Fig. 83). Außer Fragmenten von unbestimmbaren Inoceramenschalen sind dagegen die großen Fossilien selten: Inoceramus Cuvieri, I. striatus, Holaster laevis (unterer Teil), Ananchytes ovata (= Echinocorys vulgaris), Terebratula sub-

rotunda, T. carnea, Zähne von Ptychodus polygyrus („Meeradler", Knorpelfisch). Die ersteren sind bekannte Cenomanformen, während die letzteren sonst in der senonen Schreibkreide von England und Rügen auftreten. Zweifellos ist der Seewerkalk eine Tiefseebildung, verwandt mit dem Globigerinenschlick der gegenwärtigen Ozeane. Mächtigkeit 100—200 m. Am Ostende des Säntisgebirges stellt sich im unteren Seewerkalk noch einmal eine Grünsandsteinbank ein (Seewergrünsand, E. Blumer 1905).

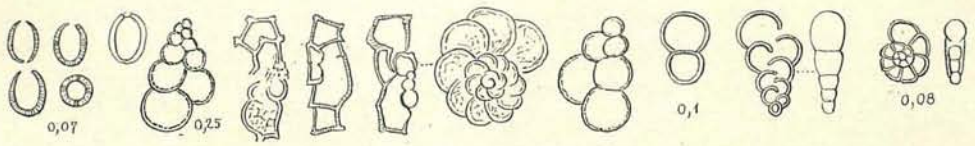



Fig. 83. Foraminiferen aus der oberen helvetischen Kreide.

a. Orbulinaria ovalis Kaufm. sp.; b. Textularia conulus Kaufm.; c. Discorbina canaliculata Reuss (= Pulvinulina tricarinata Quereau); d. und f. Textularia globulosa Ehr.; e. Oligostegina laevigata Kaufm.; g. Nonionina globulosa Kaufm. Die Zahlen geben die Längsaxe in mm an.

4. Obere Seewerschichten (Seewerschiefer), dünnplattig bis schiefrig durch überhandnehmende, mergelig-schieferige Lagen, 50—100 m. Inocerasmus involutus (Amden).

Wir verfolgen diese Oberkreidebildungen im abgewickelten Querprofil der östlichen Schweizeralpen. Als Aar-M.-Mantel sind sie nur im E von der eocänen Erosion verschont, und an der Tamina in voller Mächtigkeit (100—200 m) erhalten geblieben, wobei der obere Dritteil schieferig entwickelt ist. Ohne nennenswerte Veränderungen, mit durchweg fossilreichen Turrilitenschichten beginnend, setzt der Seewerkalk auf Glarner-, Mürtschen- und Axendecke über, während die oberen Seewerschichten, meist wie am Kistenpaß, unter dem Assilinengrünsand fehlen.

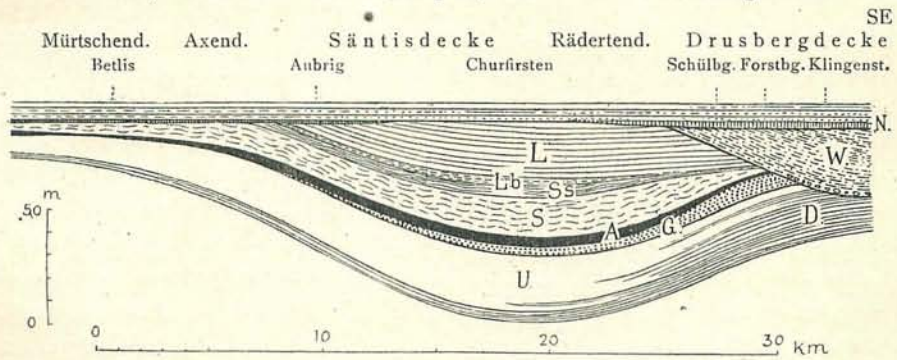



Fig. 84. Die helvetische Oberkreide als Denudationsrelikt im abgewickelten Querprofil der östlichen Schweizeralpen nach Arnold Heim 1909.

D = Drusbergschichten (Barrémien + Bedoulien), U = Schrattenkalk, G = Gargasien, A = Albien, S = Seewerkalk, Ss = Seewerschiefer, Lb = Leibodenmergel, L = Leistmergel, W = Wangschichten mit Basiskonglomerat, N = Nummulitenschichten, im NW Assilinengrünsand (Lutétien; Eocaen).

Von der Stirn der Säntisdecke an südöstlich sind die Seewerschichten aber nicht mehr zubeschnitten und voll entwickelt. Eine grandiose Kappe bilden sie in den

östlichen Churfirsten (Hinterrugg). Diese volle Entwicklung setzt auch westlich der Linth fort: Wiggis, Aubrig, Mueterschwandenberg-Flühli; Rädertendecke, N-Rand der Drusbergdecke vom Flubrig über Iberg bis Niederbauen, wo die Seewerschichten nach oben in die Amdenerschichten übergehen. In den südlichen Säntisketten, den Churfirsten, am Bürgenstock usw. stellen sich im unteren Teil des Seewerkalkes rote Lagen ein, die ganz an die „Couches rouges" der Klippen erinnern. Von den mittleren Säntisketten, Mattstock und Bürgenstock an südlich wird die Turrilitenschicht fossilarm, und in den östlichen Churfirsten fehlt sie teilweise, indem die Basis des Seewerkalkes mit scharfer Grenze den Knollenschichten aufliegt. Es handelt sich hier wohl um einen submarinen Ausfall in der Ablagerung (Omission) oder um nachträgliche Denudation.

Gegen den S-Rand hin werden die Seewerschichten von den transgredierenden Wangschichten abgeschnitten (Muottatal-Klingenstock, Bauenstöcke, Sachseln). Zudem hat sich eine primäre Reduktion eingestellt, (Sevelen am Rhein, Forstberg, Frohnalpstock, Sachseln), bis schließlich nur noch eine dünne Bank von kompaktem Seewerkalk übrig bleibt, die mit scharfer Grenze von Kreidemergeln bedeckt wird (Fig. 84).

b) Westliche Schweizeralpen.

Vom Vierwaldstättersee an westlich fehlen die Seewerschichten im abgewickelt nördlichen Gebiet infolge des Abtrages vor der Nummulitentransgression, im südlichsten zugleich infolge Auskeilens und der Wangtransgression, so daß vom Thunersee zum Wildhorn nur noch ein schmaler Streifen übrig bleibt (Fig. 93).

Weiter westlich tritt in dem entblößten nördlichen Gebiet an der Stirn der Morclesdecke abermals ein Relikt von Oberkreide auf, das sich nach Savoyen fortsetzt. Wie im E finden wir dort zunächst die fossilreiche Turrilitenbank als dunkler Kalk von 1—2 m. Darüber sind bei Cheville noch 2,5 m von kompaktem Seewerkalk übrig geblieben, an dessen Basis (Überturrilitenschichten) Renevier die Fauna des klassischen Rotomagien (Untercenoman) gefunden hat: Acanthoceras rotomagense, A. Mantelli, A. Cunningtoni, Schloenbachia varians-Coupei, Baculites baculoides, Turrilites Scheuchzeri, T. Morrisi, Discoidea cylindrica, Holaster subglobosus usw.

In der Wildhorndecke findet man den unteren Seewerkalk von N her zunächst an der Waldegg westlich Interlaken am N-Ufer des Thunersees, mit Andeutungen der Turrilitenschichten, 10—20 m mächtig. In der Kette Morgenberghorn-Dreispitz-Aermighorn sind die Seewerschichten meist auf wenige Meter reduziert, erholen sich aber wieder in der Zone Wildstrubel-Wildhorn. Die Turrilitenschichten scheinen in dieser Region völlig zu fehlen oder steril zu sein. Am S-Rand der Wildhorndecke verschwinden Seewerschichten und Gault unter der Wangtransgression.

Sehen wir von den bedeutenden vornummulitischen Denudationen ab, so konstatieren wir im helvetischen Faziesgebiet folgende Zonen:

I. Nördliche Zone, Seewerkalk mit fossilreicher Turrilitenschicht an der Basis, die den Übergang vom Gaultgrünsand in den Seewerkalk vermittelt. Autochthon, parautochthon, untere helvetische Decken bis Stirn der Säntisdecke im E, der Morclesdecke im W.

II. Mittlere Zone mit steril werdenden Turrilitenschichten, aber voller Entwicklung der Seewerschichten (100—200 m). Säntis-S, Churfirsten, Wiggis, Rädertendecke, Aubrig, Bürgenstock, Mueterschwandenberg-Kerns.

III. Südliche Zone mit sterilen oder fehlenden Turrilitenschichten und sich bis auf wenige Meter reduzierenden Seewerschichten.

Die Fazies der Seewerschichten ist durchweg tiefseeisch. Der seitliche Übergang der fossilreichen in die sterilen Turrilitenschichten verläuft im ganzen dem Alpenstreichen parallel, und die südliche Reduktion des Seewerkalkes folgt dem S-Rand der Drusberg-Wildhorndecke.

c) Ultrahelvetische Decken.

Im ultrahelvetischen Gebiet sind in der Plainemorte-Decke die Seewerschichten (Turonien) vorhanden, fehlen hingegen nach Lugeon in der Bonvindecke.

In den Préalpes externes fehlen sie ebenso teilweise unter der eocänen Transgression (Veveyse), sind aber in den Alpettes vorhanden und am Bifé gegliedert:

1) 3—5 m grünliche Mergel mit dichten Kalkbänken voller Algenflecken; 2) 20 m kreidigweißer Seewerkalk mit massenhaft Discorbina canaliculata, oben mit roten Lagen; 3) Seewerschiefer voller Algenflecken.

Gegen die zentralen und östlichen Schweizeralpen, den eingewickelten Wildflysch begleitend, sind die Seewerschichten durch die „Leimernschichten" Kaufmanns (Leimern ob Beatenberg) vertreten, die früher wegen ihrer tektonischen Lage für Eocän gehalten wurden. Sie enthalten die gleichen Organismen wie die Seewerschichten, sind aber meist schieferiger, metamorpher und oft unscheinbar bräunlich angewittert. Im Glarnerflysch (Elm) gehen sie allmählich in wildflyschartige dunkle, knorrige Mergel über. Auf der Ostseite des Calanda sind sie mit Leistmergel zusammen in gewaltigen Massen als falsche Muldenkerne angehäuft.

## Senon.

Das Senon im weiteren Sinne ist in den helvetischen Alpen in zwei Schichtstufen entwickelt, die aber nur in der ursprünglich südöstlichen Zone vorhanden sind:

### I. Die Amdenerschichten (Arn. Heim 1910).

Schon Escher vermutete von einigen Stellen (Iberg), daß die Mergel über den Seewer- und unter den Wangschichten der oberen Kreide angehören, und Kaufmann nannte sie teilweise Seewerschiefer. Schon besser ist die Bezeichnung Seewermergel (Buxtorf, Vierwaldstätterseekarte), obwohl bei Seewen nur echter Seewerkalk vorkommt, und diese der ursprünglichen Auffassung von „Seewer" (Mousson, Studer, Escher) nicht entspricht. Wo die Wangschichten fehlen, wurden früher die fossilarmen Kreidemergel fast allgemein für eocänen Flysch gehalten und in den Karten als solcher bezeichnet. Erst in den neuesten Spezialkarten konnte die Ausscheidung teilweise durchgeführt werden. Wohl zuerst hatte Rothpletz wegen lithologischen Übergängen zu den Seewerschichten einzelne Vorkommnisse zur Kreide gestellt. Im Jahre 1903 fand Rollier im westlichen Säntisgebiet in den „unteren Flyschmergeln" oder „Körnchenschiefern" (von Escher nach deren dunkeln Globigerinenkörnchen so benannt) winzige pyritifizierte Exemplare oberkretacischer Arten: Baculites Faujasii und Pachydiscus.

Neuere Nachforschungen (J. Böhm und Arn. Heim 1909) ergaben, daß sich im Gebiet von Amden am Walensee (Säntisdecke) zwei, mit einiger Übung auch lithologisch unterscheidbare Mergelabteilungen mit getrennten Pygmäenfaunen unterscheiden lassen, von unten:

a) Die Leibodenmergel, nach der Alp Leiboden bei Amden (vgl. geolog. Karte der Gebirge am Walensee 1:25000, 1907). Graue bis grünlichgraue homogene Mergel, 20—50 m, aus den Seewerschichten hervorgehend, mit zirka 50 % Kalk. Von den meist pyritifizierten winzigen Fossilien ist am häufigsten Drepanocheilus vagans. Bezeichnend sind ferner die kleinen Schnecken Ziziphinus Studeri, Eutrochus Escheri, Trochus trilex, Avellana fabaeformis und Cephalopoden, wie Desmoceras, Gaudryceras und Baculites Oberholzeri. Nach dieser Fauna entsprechen die Leibodenmergel dem norddeutschen Emscher (Emschérien de Lapp.).

b) Die Leistmergel, nach dem Leistbach auf der NW-Seite des Leistkamm bei Amden benannt. Graue Schiefermergel bis 300 m mächtig, oft mit feinkörnigen Kalkbänken von 0,5—2 dm, mit querfasrigen Fragmenten riesiger, dünnschaliger Inoceramen, die nach dem Absterben des Tieres von selbst zerbrechen. Neben typischen Oberkreide-Foraminiferen (Globigerina cretacea, Discorbina canaliculata, Orbulinaria ovalis usw.) treten wieder vereinzelt zwerghafte Mollusken auf: die Schnecken Axinus Arnoldi, Astralium Arbenzi, Trochus granifer, Pyrgulifera helvetica, Bullinella Heimi, Margaritella Ganzi, M. lensiformis, M. conoidea und Cephalopoden wie Tetragonites subepigonum, Gaudryceras, Phylloceras, Hamites, Baculites. Am häufigsten aber ist wieder Drepanocheilus vagans, stratigraphisch am bezeichnendsten dagegen Solariella alpina. Nach ihrer Fauna entsprechen die Leistmergel der Stufe des Campanien.

Diese beiden Faunen enthalten etwa zur Hälfte in anderen Ablagerungen unbekannte, neue Arten. Außer den Foraminiferen ist keine derselben schon im Seewerkalk bekannt.

Nur in den östlichen Schweizeralpen ließen sich bis jetzt diese zwei Abteilungen unterscheiden. Beide zusammen bilden eine lithologische Einheit, für die der Name Amdenerschichten oder Amdenermergel vorgeschlagen wurde. Es sind Schlammabsätze der Tiefsee.

### II. Die Wangschichten (A. Escher).

Der Name dieser Abteilung ist der Alp Wang bei Iberg (Drusbergdecke) entnommen. Es sind dunkelbräunliche, sandigmergelige, oft etwas glaukonitische, rauh schiefrige oder dünnbankige Kalke. Mächtigkeit bis über 200 m. Bestimmbare Fossilien, ausgenommen Foraminiferen wie Globigerina cretacea, Orbulinaria sphaerica gehören zur größten Seltenheit. Hie und da findet man Inoceramenfragmente und weiße plattgedrückte Röhrchen von fraglichen Würmern (Jereminella Pfenderae Lugeon). Regionenweise sind sie reich an großen unbestimmbaren Algen (Iberg). Im Gebiet des Brienzerrothorns hat Kaufmann, im Wildstrubel Lugeon Belemniten gefunden, die bekanntlich sonst nicht höher als in die Maestrichtstufe reichen. Am Schülberg bei Iberg und an andern Orten liegen die Wangschichten mit scharfer Grenze auf Leistmergeln. Bei Sevelen im Rheintal und auf Alp Wang scheinen hingegen die beiden Abteilungen durch Übergänge verknüpft zu sein. Aus allen diesen Erscheinungen geht hervor, daß die Wangschichten dem Maestrichtien, vielleicht auch noch teilweise dem Danien angehören.

Faziesveränderungen.

Die Senonbildungen sind einzig von der Säntis-Wildhorndecke an ursprünglich südwärts bekannt und fehlen vollständig den nördlicheren helvetischen Zonen — wohl teilweise ursprünglich, teilweise infolge vormitteleocäner Denudation.

Noch an der Stirn der Säntis-Wildhorndecke fehlen die Amdenerschichten, doch finden wir sie im südlichen Teil der Säntiskette, auf der S-Seite des Mattstocks (Amden), am Aubrig, wo sich die Leistmergel von den Leibodenmergeln noch unterscheiden lassen und etwas sandig sind. Eine Besonderheit ist eine Bank mit Ostrea vesicularis am Häderenberg, Säntis-W. Die vollmächtige Entwicklung folgt in der südlicheren Zone, von der Rückenseite der Churfirsten über das Wiggis-Rädertengebiet zum Stirnrand der Drusbergdecke, vom Flubrig bis zur Melchaa. Eine faziell noch rätselhafte Erscheinung ist das Auftreten von exotischen Gesteinsfragmenten und Blöcken von Breccien, Granit und Quarzporphyr bis zu $^1/_2$ m$^3$ im Leistmergel auf der NW-Seite des Leistkamm.

Erst in der südlichsten Zone setzen die Wangschichten ein und schneiden die Amdenermergel schief ab bis zu ihrem völligen Auskeilen, ja sie greifen sogar schließlich bis auf die Drusbergschichten herab (Fig. 84). Dabei erreichen sie über 200 m Mächtigkeit. Eine der schönsten Stellen bietet der Klingenstock am Vierwaldstättersee, wo Arbenz (Eclogae, Vol. XI, 1912) an der Basis der Wangschichten ein Konglomerat mit Geröllen und mächtigen Blöcken von Brisibreccie, Gault und Seewerkalk gefunden hat.

Die Wangschichten treten überall längs des südlichen Erosionsrandes der oberen helvetischen Decke auf und sind besonders bezeichnend für die Drusbergteildecke, wo diese der Erosion noch genügend weit südlich standgehalten hat. Wir finden sie bei Sevelen am Rhein, vom Drusberg über Frohnalpstock, Bauen, Brienzerrothorn bis Harder, dann wieder am Wildstrubel, südlich der Plaine-Morte und am schönsten am Grat der Crêtabesse nördlich Sion, wo nach Lugeon Seewerschichten und Gault nach S mit „photographierbarer Diskordanz" von Wangschichten abgeschnitten werden.

Amdener- und Wangschichten greifen auch auf die ultrahelvetischen Decken über. In der Plaine-Mortedecke liegen nach Lugeon die Wangschichten auf Turon (Seewer). Zwischen Lenk und Adelboden in der Zone des Cols nehmen die Wangschichten weite Flächen ein und ruhen teils auf Seewerschichten (Bühlberg), teils auf Leistmergel (Hahnenmoospaß), am Regenbolshorn sogar mit Basiskonglomerat und großen Foraminiferen (Lituola nautiloidea Lam.) auf Malmkalk (Arn. Heim, Eclogae 1920). Auch östlich Bex sind Wangschichten bekannt (Lugeon).

In der Bonvindecke fehlt nach Lugeon die Kreide überhaupt infolge der Eocäntransgression. In den Préalpes externes sind Wangschichten einzig in einem Schürfling am NE-Fuß des Moléson bekannt (E. Gagnebin), die Amdenerschichten dagegen mächtig entwickelt und direkt von Wildflysch bedeckt (Semsales, Bifé).

Im Gebiet östlich der Aare sind im Ultrahelvetischen die Wangschichten in Schürflingen im subalpinen Flysch der Schrattenfluh bekannt, wo Schider („Bei-

träge" 1913) darin Inoceramus latus und Heterostegina gefunden hat, ferner kommen sie in Schuppen im Flyschgebiet Schwyz-Wäggital vor. Meist aber findet man nur die Leistmergel, diese aber mächtig und stellenweise ziemlich fossilreich (Hirzenegg, E. Einsiedeln, Wäggital). Auch im eingewickelten Glarnerflysch sind nun Leistmergel nachgewiesen. Stellenweise kommen statt der Wangschichten, zwischen Leistmergel und Nummulitenkalk auch noch mergelige Schichten mit Kalkbänken vor, die erfüllt sind von der senonen Auster Gryphaea vesicularis, als Vertreter der bayrischen Hachauerschichten (Hirzenegg).

Überblicken wir nun die ausgeglättet gedachte Säntis-Wildhorndecke, so erkennen wir, daß die Amdenerschichten einen nach WSW enger werdenden, lang gestreckten Relikt bilden, der nach NW durch die Nummulitenbildungen, nach SE durch die Wangschichten schief abgeschnitten wird. Die Wangschichten werden selbst wieder von transgressiven Nummulitenbildungen des Lutétien begrenzt (Fig. 84 und Fig. 97 in Abschnitt Eogen). Da die Amdenerschichten in den ultrahelvetischen Decken wieder vorhanden sind, müssen wir annehmen, daß die Transgression von Wang (und Eocän) nach Süden verschwand und die Wangschichten gleichsam ein cretazisches Längstal ausfüllen.

Die Isopen lassen sich noch nicht sicher bestimmen, weil keine ausgesprochene Faziesveränderungen bekannt sind. Doch wurde gezeigt, daß der N-Rand der Wangtransgression dem jetzigen Alpenstreichen parallel verläuft. Das gesamte Senongebiet stammt von der Südseite des Aarmassivs. Dort sind zur Senonzeit die Amdenerschichten aus der Tiefe gehoben und für kurze Zeit von der SE-Seite her der Erosion ausgesetzt worden, worauf die Transgression der Wangschichten einsetzte.

### Allgemeine Erscheinungen betreffend das helvetische Mesozoikum.

Alle mesozoischen Sedimente (über dem Verrucano) sind Meerabsätze.

Überblicken wir die Faziesveränderungen der einzelnen Schichtabteilungen des helvetischen Meeres, so ergeben sich überraschende Gesetzmäßigkeiten.

Mächtigkeiten. a) Die terrigenen, klastisch-tonigen Bildungen nehmen von NW nach SE an Mächtigkeit zu (Lias, Dogger, Oxford, Schiltschiefer, Zementsteinschichten, Valendismergel, Hauterivien, Gargasien, Senon). Bei einigen dieser Abteilungen beginnt zuletzt wieder eine Abnahme (Zementsteinschichten, Valendismergel, Kieselkalk, Drusbergschichten; Fig. 67 und 78). So haben z. B. Lias und Dogger zusammen im abgewickelten Querprofil der E-Schweiz von NW nach SE folgende Mächtigkeiten: Vättis autochthon 50, Mürtschendecke 50, Axen-Säntisdecke bis 800 m. Für die untere Kreide ergeben sich folgende Zahlen: Vättis 120, Mürtschendecke 300—500 m, Säntisdecke am Säntis 500—600 m, Churfirsten 750, Alvier 1500 m. b) Die bathyalen Kalkabsätze wie Quintner- und Seewerkalk nehmen nach SE ab (Quintnerkalk bei Vättis 600 m, ultrahelvetisch 100 m).

Fazies. Die mesozoische Schichtfolge weist im Vertikalprofil verschiedene Repetitionen der Faziesfolge auf, die Arbenz 1919 als Sedimentationszyklen beschreibt. Sie bestehen in der Regel aus drei Phasen: 1. Transgressionsphase, 2. Inundationsphase, 3. Regressionsphase. So z. B. wiederholen sich gleiche Fazies-

folgen von Mergel zu Kalk mit scharfer transgressiver Obergrenze (Fossilhorizont) im Dogger (Bajocien), Berrias, Valangien, Barrémien-Aptien. Die Korallenkalke und die Kalke in Urgonfazies (Portland, Öhrlikalk, Valangienkalk, Schrattenkalk) werden nach SE durch Mergel vertreten, welcher Wechsel sich jeweilen bei der jüngeren Abteilung ein Stück weiter im SE vollzieht (Fig. 78).

Die Ablagerungstiefe in Jura und Unterkreide nimmt von NW nach SE zu; alle typischen Seichtwasser-Organismen (Austernbänke, Riffkorallen, Nerineen, Chamiden) verschwinden, während Tiefsee-Organismen (gewisse Ammoniten, Aptychen, gewisse Brachyopoden) auftreten. Allein noch weiter südlich, im ultrahelvetischen Gebiet der Westschweiz, sind in verschiedenen Perioden Anzeichen einer Wiedererhebung des Meergrundes jenseits der Geosynklinaltiefe vorhanden: Konglomerat im Bathonien (Bulle) und im Berrias; Öhrlikalk, Urgonoolith.

Diskontinuitäten. Die nordwestliche Zone zeichnet sich durch viele plötzliche Fazieswechsel in vertikalem Sinne und Diskontinuitäten der Ablagerungen aus, die z. T. durch zeitweise Trockenlegung (oder doch Hebungen des Meerbodens) mit nachfolgenden Transgressionen entstanden sind, während im SE langsame Faziesveränderung und Kontinuität der Ablagerung die Regel sind (Fig. 78).

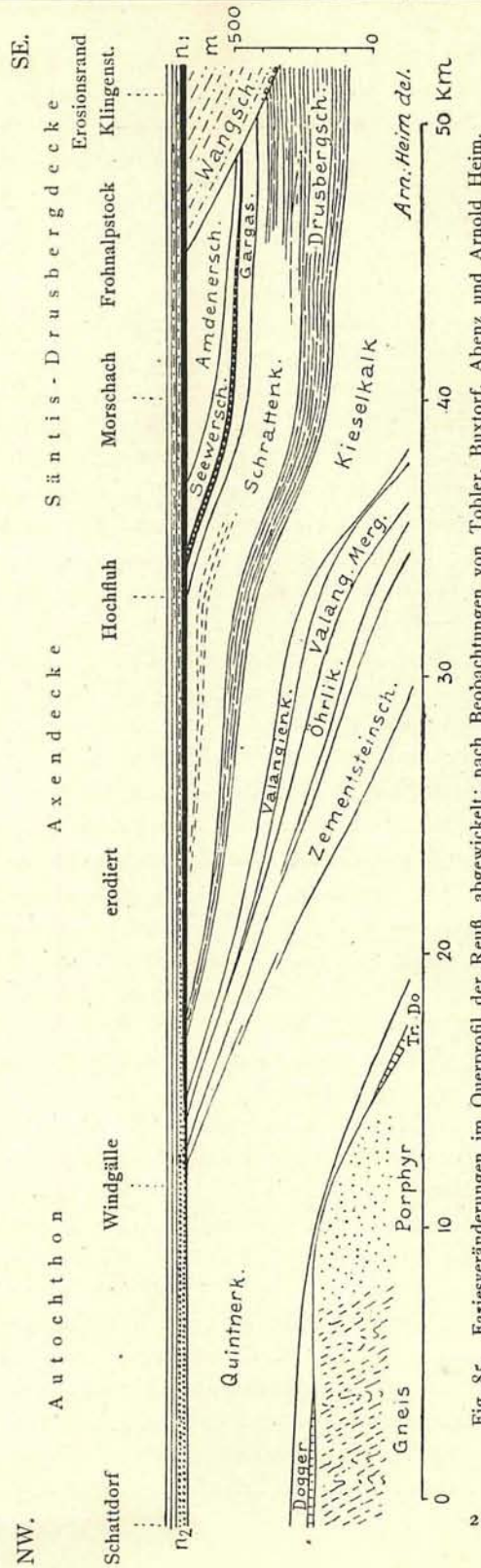



Fig. 85. Faziesveränderungen im Querprofil der Reuß, abgewickelt; nach Beobachtungen von Tobler, Buxtorf, Abenz und Arnold Heim.

$n_1$ = Nummulitenschichten des Lutétien, darüber Hohgant- und Stadschiefer, $n_2$ = Nummulitensandstein des Auversien.

Gleichzeitige Zunahme von Mächtigkeit, Tiefe und Kontinuität der Ablagerungen sind bezeichnend für den Übergang zu einer Geosynklinale. Anderseits leitet ihr Nordrand zu dem transkontinentalen autochthon-jurassischen Schelfmeer hinüber.

In der Trias wird zum ersten Mal der hercynische Gebirgsrumpf regional unter Meer getaucht. Es entstehen neben Sandstein und Schlammbildungen Seichtseeniederschläge von Dolomit mit Gips. Dann taucht die südöstliche Zone tiefer ein und bleibt als Geosynklinale das Ausfalltor für die kommenden Transgressionen des Lias und Aalénien, bis in der älteren Malmzeit das gesamte helvetische Gebiet zur Hochsee versenkt wird. Mit dem Eintritt in die jüngere Kreidezeit (Turon) wird das gesamte helvetische Gebiet zur Tiefsee. Im jüngsten Senon wird der Meerboden längs einer südlichen Zone gehoben und der Erosion ausgesetzt, und darauf abermals unter Meer versenkt (Wangtransgression). Dann folgt die regionale Hebung in der Übergangszeit von Kreide zum Tertiär, durch welche von NW her die mesozoischen Schichten mehr und mehr der Denudation verfallen.

Die Böschung zur helvetischen Geosynklinale lag im großen Ganzen auf der SE-Seite des Aar-M., und zwar etwas schief zu demselben, indem sie im E etwa 30—50 km südlich des Massivs beginnt, im W hingegen zur Jurazeit bis auf den Massivrücken übergreift (Balmhorn). Dementsprechend verlaufen die Isopen (d. h. die Richtungen geringster Faziesveränderung) innerhalb der gleichen Schubdecke entweder streichend oder weichen vom SW-Streichen etwas nach W ab.

Die Ausbildung der Schichtreihe am NW-Rand des helvetischen Faziesgebietes ist so verschieden von der ursprünglich 60—70 km davon entfernten Ausbildung der südöstlichsten Zone, daß eine genaue Parallelisierung, besonders für die Unterkreide, ohne Kenntnis der Zwischenstufen nicht möglich wäre. Diese Extreme wurden erst verständlich durch beidseitige Verfolgung von einem mittleren Faziestypus aus, der durch seinen Wechsel von Kalken, Mergeln, Sandsteinen und Grünsanden stratigraphisch wie landschaftlich am schönsten gegliedert ist, und dem auch die meisten Fossilhorizonte angehören. Es ist daher zweckmäßig, drei Faziestypen herauszugreifen (Taf. XVI).

Es bleibt noch übrig, auf die tektonische Zerstückelung der primären Schichtreihe und die Wege zur „Synthese der primären Schichtfolgen“ hinzuweisen. Wir wissen z. B., daß die ganze Front der Säntisdecke vom Säntis über Pilatus bis Sigriswilergrat ausschließlich aus Kreide und Tertiär besteht. Wenn wir nun die Faziestypen und -veränderungen rekonstruieren und graphisch aufzeichnen wollen, so drängt sich unmittelbar die Frage auf: Wo sind Jura, Trias, Perm und kristalline Unterlage, auf denen die Kreide dieser Zone abgelagert wurde?

Nach der S. 50 und Fig. 14 und 19 abgeleiteten allgemeinen Regel gelangen wir in unserem speziellen Falle für die Säntiskreide zum Jura der Mürtschendecke bei Walenstadt. Zur Jurazone der Axendecke am Klausenpaß gehören Kreide und Eocän von Aubrig-Rigihochfluh usw. Während es im Autochthonen Stellen gibt, wo das gesamte mesozoische Profil, sogar bis zum Eocän, noch auf dem kristallinen Sockel ruht (z. B. Bifertenstock), sind die helvetischen Decken davon abgeschürft, und nur in der

Glarnerdecke am Schilt ist noch die gesamte Schichtfolge vom Perm bis Eocän in sich selbst unverschoben übereinander erhalten geblieben.

Ein großes Rätsel bleibt bis heute die Frage, in welcher Weise der südliche helvetische Faziestypus in die penninische Fazies der Bündnerschiefer überging, und ob in diesen noch Kreide enthalten ist. Eine grandiose Rutschfläche längs Rhone und Rhein trennt heute die beiden großen Faziesgebiete.

## Tertiär.

F. J. Kaufmann, „Beiträge": Pilatus Lfg. 5, 1867; Vierwaldstätterseegebiet Lfg. 11, 1872 und Lfg. 14, 1877; Bern-Unterwalden Lfg. 24, 1886.

Arnold Heim, Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen, Abhandl. d. schweiz. paläont. Ges. 1908, mit 8 Tafeln.

Jean Boussac, Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin, Mém. carte géol. France 1912.

### Einleitung.

Die älteren Tertiärablagerungen der helvetischen Alpen bilden eine gewaltige Füllmasse nördlich des autochthonen Rückens und zwischen und über den helvetischen Decken in unerschöpflicher lithologischer und tektonischer Mannigfaltigkeit und Verwicklung. Die Hauptmasse des stellenweise mehrere tausend Meter mächtigen Komplexes besteht aus fossilarmem Mergel- und Tonschiefer mit Sandsteinen. B. Studer hat 1827 für diese beweglichen Massen den Dialektausdruck Flysch (spr. Fliisch, von „abrutschen", „abfließen") eingeführt.

Manche Geologen, wie Studer selbst, erweiterten den Begriff auch für ähnliche mesozoische Bildungen und sprachen von Kreideflysch, sogar Liasflysch. Nachdem in den verschürften Flyschmassen neuerdings auch senone Mergel durch Fossilfunde nachgewiesen wurden, ist der Begriff Flysch abermals schwankend geworden. Er wird aber so allgemein verwendet und ist gerade durch seine Unbestimmtheit oft wieder zweckmäßig, daß wir ihn nicht abschaffen können. Die stratigraphische wie die tektonische Untersuchung erfordert aber eine nähere Ergründung, welche Art, Fazies, und welches Alter von Flysch im einzelnen Falle vorliegt.

Über den eocänen Basis-Nummulitenbildungen, oft zwar in irreführender Weise tektonisch verstellt, folgt zunächst ein unterer eocäner Flysch (Stadschiefer), darüber eine gewaltige Masse von oligocänem Flysch mit Taveyannaz-Sandstein und Dachschiefern. Von ganz anderem Aussehen und weit südlicherer Herkunft ist ein vorwiegend eocäner Flyschkomplex mit mesozoischen Fetzen, dessen auffallendstes Merkmal fremdartige Einschlüsse von Sandsteinen, Breccien und kristallinen exotischen Blöcken in zerknitterten dunklen Schiefern sind. Nach dem Vorgange von F. J. Kaufmann bezeichnet man diesen Flysch als Wildflysch.

Von der weit aus SE herüber geschobenen Wildflyschzone abgesehen liegt das helvetische Tertiär überall mit scharfer Grenze transgressiv auf Kreide, Jura, an einigen Stellen sogar auf Trias bis kristallinem Grundgebirge (Mex, Wallis).

Die jüngsten Kreidebildungen sind nur in der ursprünglich südöstlichen helvetischen Fazieszone vor Ablagerung des Tertiär verschont geblieben. Die ursprünglich nordwestliche Zone, dem N-Rand der autochthonen Massive entlang, war der vormitteleocänen Denudation am stärksten ausgesetzt; es ist dieselbe, die aus dem Juragebirge geschildert worden ist. In der Tat findet man hier auch die

festländische Bohnerzformation wieder, die unter dem Molasseland hindurch auf die Alpen herübergreift. Zum Unterschied des Juragebietes aber folgen darüber wieder mächtige marine eogene Ablagerungen: die Nummuliten- und Flyschbildungen. Noch einmal versank also die helvetische Zone, bevor sie nach Oligocän unter dem Einfluß des alpinen Schubes endgültig trocken gelegt wurde.

Die neue eogene Sedimentbildung zeigt gegenüber Jura und Kreide beträchtliche Veränderungen. Wie mit einem Schlage erscheinen gesteinsbildend in ungeheuren Mengen die früher so seltenen Riesen unter den Foraminiferen: die Nummulitiden. Die isopischen Zonen folgen nicht mehr genau dem WSW verlaufenden Alpenstreichen, sondern weichen davon um 10—20° südlich ab, im Gegensatz zu den eher etwas westlich von WSW abweichenden Isopen der Kreidebildungen. Demzufolge verändern sich Alter und Fazies der mesozoischen Unterlage, wenn wir nach gedachter Abwicklung von NE nach SW dem gleichen Eogen ent lang gehen (Taf. XV A).

Die Aufklärung der helvetischen Eogenstratigraphie bietet ungewöhnliche Schwierigkeiten. In den gewaltigen fossilarmen Schiefer- und Sandsteinbildungen des Flysch lassen sich infolge tektonischer Komplikationen nur an wenigen Stellen sicher normale Serien studieren, während verdeckte Überschiebungen, Brüche, Einwicklungen und Schuppung mit Repetitionen von Nummulitenkalken des Lutétien und mesozoischen Fetzen in den Flyschzonen überall wiederkehren. So sind hier stratigraphische und tektonische Forschung untrennbar.

Unsere Kenntnis des helvetischen Tertiär zerfällt in eine Stufe vor und eine Stufe nach der Erkenntnis des Deckenbaues. In der älteren Periode haben sich besondere Verdienste erworben: B. Studer und A. Escher, L. Rütimeyer (Über das schweiz. Nummulitenterrain, Neue Denkschrift. d. schweiz. naturf. Ges. Bd. XI, 1850); der Arzt und Nummulitenkenner Ph. de la Harpe (Etudes des Nummulites de la Suisse, Mém. Soc. pal. Suisse 1881—1883); Ch. Mayer-Eymar, der die Faunen vom Thunersee und von Einsiedeln bearbeitete („Beiträge" 1877 und 1887); E. Renevier (Hautes Alpes Vaudoises, „Beiträge" Lfg. 16, 1890); O. Heer durch seine Untersuchungen über die Flyschalgen. Am hervorragendsten in Beobachtung und Darstellung sind die oben zitierten umfangreichen Arbeiten von F. J. Kaufmann in „Beiträge" 1867—1886.

Etwa zwei Jahrzehnte blieb die Eogenstratigraphie stehen. Erst die Einsicht in den Deckenbau der Alpen öffnete das Auge für den Zusammenhang der scheinbar regellos gemischten Faziestypen und Stufen. Noch die Arbeit von Arnold Heim 1908 über die Nummuliten- und Flyschbildungen hatte die ungeheuren tektonischen Verwicklungen zu wenig berücksichtigt. Unter der Verrucano-Decke im Glarnerland liegen in großer Mächtigkeit Wildflysch und „Blattengratschichten" mit Lagen von mitteleocänen Nummulitenkalken, darunter gewaltige Flyschmassen mit Fischschiefern, Sandsteinen, Globigerinenschiefern, und an der Basis die autochthonen Nummulitenschichten. Diese ganze Schichtfolge hielt Arnold Heim für autochthon und im ganzen normal und schloß daraus, daß sie ausschließlich dem Mitteleocän angehöre. Auch die Diablerets-Schichten wurden zum Lutétien gestellt. Daraufhin entspann sich eine Diskussion zwischen J. Boussac, dem jungen hervorragenden, im Kriege gefallenen Tertiärkenner, und Arnold Heim, die mit den monumentalen Werken von Boussac: Etudes paléontologiques, und Etudes stratigraghiques sur le Nummulitique alpin, beide Paris 1912, ihren Abschluß fand. Die genannten Werke von Boussac mit ihren vollständigen Literaturverzeichnissen und den historischen Abschnitten bieten für alle Zeiten die Grundlage für das Tertiärstudium der Alpen.

Die Diskussion drehte sich besonders um folgende Gesichtspunkte. Arnold Heim hält die Nummuliten nicht für gute Leitfossilien. Er fand z. B. die kleine Nummulina Boucheri des Bartonien mit N. complanata (Lutétien) vergesellschaftet und hält Boussac entgegen, daß er sich im

Kreisschluß bewege, wenn er die Stufeneinteilungen nach den Nummuliten vornimmt, und gleichzeitig zum Resultat gelangt, daß sich diese leitenden Nummuliten nur in den betreffenden Stufen vorfinden. Der vergleichend lithologischen Einteilung Arnold Heims hält andererseits Boussac mit Recht entgegen, daß ein und dieselbe Schichtabteilung an verschiedenen Stellen in verschiedenen Zeiträumen abgelagert sein könne. Die Nummulitensandsteine des „Auversien" und „Bartonien" führen im W in gleicher Weise nach oben in die Globigerinenschiefer (Stadschiefer) über, wie im Osten die Großnummulitenbildungen des Lutétien. Hatten die älteren Fossilregister (Renevier, Mayer-Eymar), wie auch Boussac zugibt, keine entscheidende Bedeutung, so bringt Boussac 1912 ein neues, wohl entscheidendes, paläontologisches Argument zu seinen Gunsten: die phylogenetischen Entwicklungsreihen (Evolutionen) verschiedener Arten, besonders der Cerithien. Diese stimmen nach seinen neuen Bearbeitungen mit denjenigen der klassischen Gebiete des Anglo-Pariser-Beckens überein. Damit muß nun wohl das obereocäne Alter (Bartonien) der Cerithienschichten der Diablerets und der Morcles-Decke mit ihren je über 50 neu revidierten Arten als festgestellt betrachtet werden. Im Gegensatz dazu kennen wir bei den alpinen Nummuliten, trotz mancher gekünstelter tabellarischer Versuche, noch keine Evolutionsreihen.

Zur Erklärung der eogenen Schichtfolge des Kantons Glarus bedient sich Boussac in Anlehnung an Rothpletz (Das geotektonische Problem der Glarneralpen, Jena 1898) der „Interprétation tectonique", indem er die gesamten, viele 100 bis 1000 m mächtigen Flyschbildungen im Hangenden des sicher autochthonen Flysch als verkehrte Schichtfolge der Glarnerüberschiebung deutet. Trotz des Nachweises von Kreidefetzen im Wildflysch, die nicht mit der Glarnerdecke in Zusammenhang gebracht werden können (Arnold Heim, Tektonik des Flysch, „Beiträge" 1910), besteht Boussac auf seinem Standpunkt, sich auf Blumenthal („Beiträge" 1911) stützend, wonach am Flimserstein der tektonische und fazielle Übergang der Basisnummulitenbildung mit Assilinengrünsand zum verkehrten Flysch mit Lutétien-Nummulitenkalken der Glarnerüberschiebung nachgewiesen sein sollte. Den gleichen Wildflysch des Alpenrandgebietes mit den bekannten Nummulitenbildungen des Lutétien im Flysch von Lowerz, Einsiedeln, Flibach usw. erklärt Boussac (Comptes-Rendus Acad. d. sc., Juni 1910) als „préalpin". F. Beck (Eclogae vol. XII, 1912) faßt die gesamten Wildflyschbildungen mit ihren Nummulitenkalken und dem Flysch des Niesen durch die ganze Schweiz hindurch als eine besondere „Niesen-Habkerndecke" zusammen.

Eine wichtige Klärung des verworrenen Begriffes „préalpin" ist M. Lugeon (Comptes-Rendus Acad. d. sc. Nov. 1914) zu verdanken, dessen Entdeckung von Casannaschiefer (metamorphes Paläozoikum) mit Trias an der Basis des „Niesenflysches" bei Gsteig die Zuteilung der gesamten Niesenflyschzone zu den penninischen Decken ergibt. Andererseits hatte Lugeon schon seit 1902 den Flysch der „Préalpes internes et externes" als helvetisch, zur Bonvindecke gehörend, aufgefaßt. Von beträchtlicher Tragweite sind noch folgende neue Notizen. A. Buxtorf (Eclogae 1913) erkennt, daß die bekannten Nummulitenbildungen von Kerns-Sachseln (Obwalden) entgegen den Auffassungen von Kaufmann, Arnold Heim und J. Boussac nicht faziell, sondern tektonisch repetierte Einlagerungen zwischen Senon- und Flyschmergeln sind. Dazu kommt noch der wichtige Nachweis von Senonmergeln als Liegendes eines der Nummulitenkalkriffe von Einsiedeln (Sattelegg) durch L. Rollier (Eclogae 1912). Neuerdings nimmt Arnold Heim (Churfirsten IV, „Beiträge" 1918) auch für die Nummulitenkalke im Flysch von Wildhaus tektonische Repetitionen an. J. Oberholzer (Eclogae vol. XIV Nr. 5, 1918, S. 668) ist anderseits durch neue tektonische Beobachtungen in der Gegend des Ringelspitz der Beweis gelungen, daß der Wildflysch als eingewickelter Synklinalkern nach S endigt und nirgends mit den normalen Basisnummulitenbildungen in Zusammenhang steht. Auf der Ostseite des Calanda ist der eingewickelte Wildflysch begleitet von mächtigen fremdartigen Kreidekalken (Leimernschichten) mit Leistmergel, von denen im gesamten autochthon-parautochthonen Gebirge bei normaler Lagerung nirgends Spuren vorkommen (Arn. Heim, Eclogae 1920). Damit fällt endgültig die Ansicht von Boussac, daß der Lutétienflysch als verkehrter Schenkel der Glarnerdecke angehört.

Nach dem heutigen Stand der Forschung ergibt sich also, daß die stratigraphische Einteilung von Arnold Heim 1908 unhaltbar geworden ist. Die Darstellung von Boussac 1912 hat sich bezüglich der stratigraphischen Einteilung größtenteils bewährt, allein die „tektonische Interpretation" muß im Sinne von Arnold Heim 1910 umgedeutet werden (Fig. 66).

Es ist festzuhalten: 1. der Glarner Wildflysch ist eingewickelt, er gehört zur südlichsten Fazieszone und ist ultra-helvetisch; 2. der Niesenflysch muß vom Wildflysch abgetrennt werden und ist penninisch; 3. durch die Einlagerung von Nummulitengesteinen ist das Alter des Flysches nicht bestimmt, da sich diese an verschiedenen Stellen als tektonisch geschuppt und verschleppt erwiesen haben.

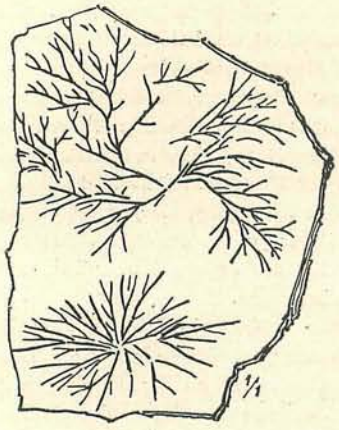



Fig. 86. Chondrites intricatus Br. nach Heer.

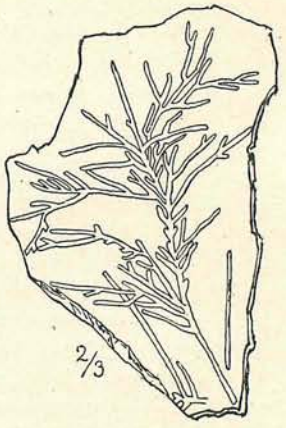



Fig. 87. Chondrites Targionii Br. nach Heer.

Nach dieser heute von den schweizerischen Alpengeologen allgemein anerkannten Auffassung sollen die folgenden Abschnitte behandelt werden. Zunächst werden die dem helvetischen Mesozoikum normal aufliegenden Eocänbildungen beschrieben. Erst nachher soll der Versuch gemacht werden, eine Vorstellung von den verschürften Eogenmassen und dem Problem des Wildflysch und der exotischen Blöcke zu geben. Noch viele Rätsel der Flyschgeologie bleiben späteren Generationen zu lösen übrig.

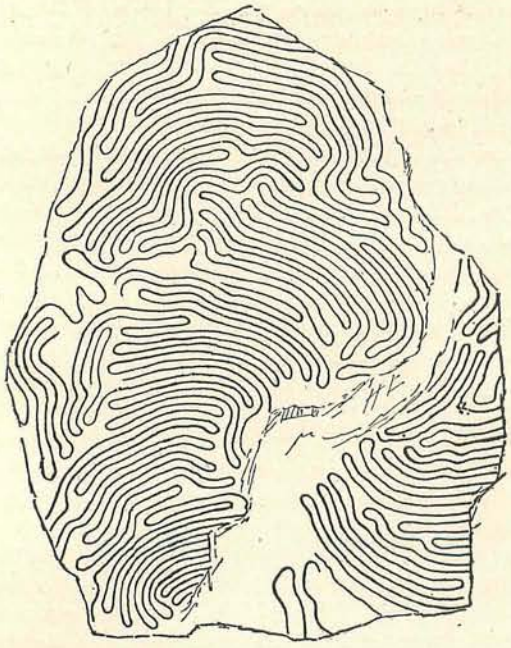


Fig. 88. Helminthoides labyrinthica, Heer; aus dem Flysch von Rüti bei Einsiedeln. Linienzug der Spuren nach einer größeren Platte. Die schwarze Linie der Zeichnung bedeutet die Furche auf der Oberfläche oder die Rippe auf der Unterseite der überliegenden Schicht. Die Form ist eine genaue Pause des Originalstückes, reduziert auf 1/3 der natürl. Größe. Geol. Sammlg. Zürich.

Abgesehen von den Nummulitenbänken ist der Flysch sehr arm an Fossilien. Nur strichweise erscheinen in großer Anzahl im Eocänflysch die marinen Algen und allerlei Tierspuren, im Oligocänflysch die Fische. O. Heer hat von marinen Algen 16 Gattungen mit 41 Arten unterschieden. Chondrites intricatus und Ch. Targionii (Fig. 86 u. 87) erfüllen oft das Gestein. Tange aus den Gattungen Taenidium und Caulerpa sind nicht selten. Außerdem kommen allerhand Spuren von Tieren auf den Schichtflächen vor, oft symmetrische Kriechspuren („Zopfplatten") oder auch Fraßspuren. Zu den letzteren gehört die häufige Helminthoides labyrinthica (Fig. 97

a u. b), welche Art nur aus dem alpinen Tertiärflysch stammt, im „Kreideflysch" fehlt (Rollier).

Nach der Ansicht von Albert Heim sind die Helminthoiden des Flysch nicht Kriechspuren sondern Fraßspuren Fig. 88 u. 89). Bei gut) erhaltenen Exemplaren erscheint die Spur auf der Schichtoberfläche vertieft und viel hellfarbiger, indem sie die sehr dünne schwärzliche Haut von organischer Substanz, welche sonst oft an der Schichtoberfläche noch erhalten ist, weggenommen hat. Die Vertiefung ist für eine Kriechspur zu stark. Die Furchen sind an ihren Rändern weder glatt längsgestreift noch regelmäßig quergeteilt, sondern fein und scharf, aber unregelmäßig abgekerbt. Die Furchen weichen sich stets auf gleichem Abstand aus und gehen nie weit, ohne wieder sich selbst parallel umzukehren — erinnernd an Raupen, die auf den Hinterfüßen sitzend mit dem Kopf hin und her weiden, so weit es ihnen bequem ist. Das Sichausweichen der verschiedenen Gänge hätte bei Kriechspuren keinen Grund, vielmehr müßten solche sich auch unregelmäßig kreuzen und bei nicht schwimmenden Tieren müßte die Kriechspur ohne Ende sein. Bei den Helminthoiden findet man öfters Anfänge oder Enden, Kreuzungen aber nur sehr selten, oder nur wenn eine obere kreuzende Spur durch ein ganz dünnes Gesteinsblättchen von der unteren getrennt ist. Eine nähere Untersuchung der Helminthoiden fehlt noch.

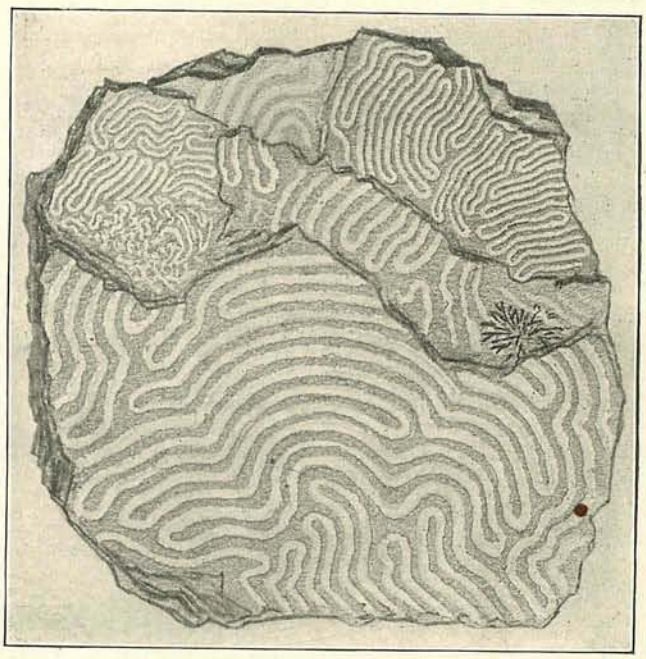


Fig. 89. Helminthoides labirinthica, Heer; aus dem Flysch von Rüti bei Einsiedeln. Schieferplatte mit verschiedenen Fraßspuren auf verschiedenen Schichtflächen und einem Chondrites. $^2/_3$ natürliche Größe.

## Das Eocän.

(N. = Nummulina, A. = Assilina, O = Orthophragmina.)

### Spezialprofile.

Um eine sichere Grundlage zu bieten, notieren wir abgekürzt die wichtigsten oder am besten bekannten Spezialprofile.

### N-Seite des Aarmassivs, autochthon.

Von E nach W begegnen wir den ersten autochthonen Nummulitenbildungen auf der N-Seite des Taminatales in Form des typischen Assilinengrünsandes. Es ist dies eine dunkelgrüne Glaukonitsandstein- oder Glaukonitkalkbank von 4—6 m, die mit messerscharfer Grenze dem Seewerschiefer aufliegt und

nach oben in Globigerinenmergel überführt. Sie enthält massenhaft A. exponens, O. discus und vereinzelt N. complanata.

Bei St. Martin im Calfeusertal fand K. Tolwinski (Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges., Zürich 1910) folgendes Profil, von unten:

1. 5 m Assilinengrünsand (Lutétien) auf Seewerschiefer.
2. 4–5 m schieferiger, etwas klaukonitischer Sandstein.
3. 1 m schwarzer, glänzender Tonschiefer.
4. 4—5 m grünlicher, glimmerig-sandiger Schiefer.
5. ca. 25 m weißlicher Mergelschiefer.
6. 6 m Nummulitenkalk, unten etwas grünsandig, mit A. exponens.
7. ca. 150 m Globigerinenschiefer (Stadschiefer).

Die obere Nummulitenbank Nr. 6 verschwindet nach E und geht in die Globigerinenschiefer über.

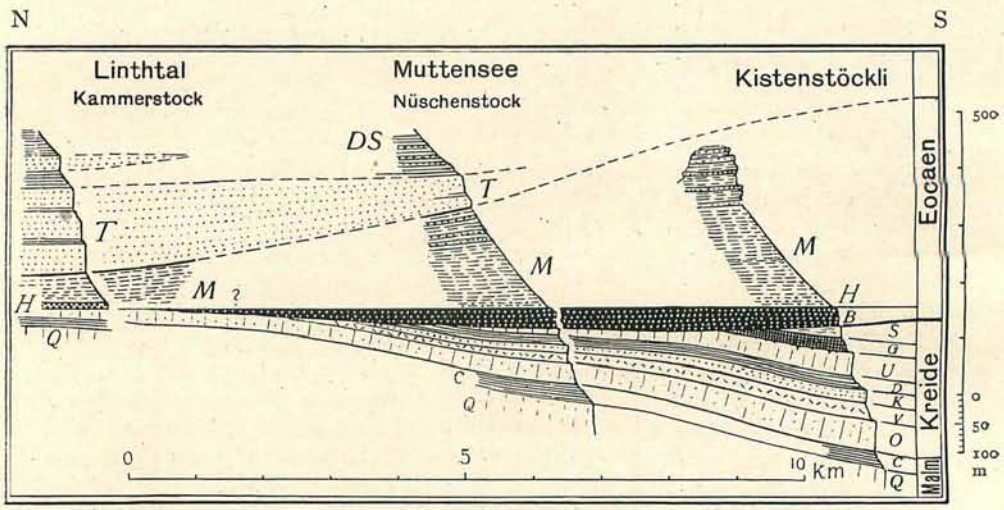



Fig. 90. Schema der autochthonen Kreide- und Eogenbildungen am Kistenpaß, nach Arnold Heim, 1908.

Malm: Q = Quintnerkalk, oben korallogen; C = Zementsteinschichten, Portlandien.
Kreide: O = Oehrlikalk, Berriasien; V = Valangien-Echinodermenkalk; K = Kieselkalk, Hauterivien; D = Drusbergschichten, Barrémien; U = Schrattenkalk; G = Gault, Albien; S = Seewerkalk, Cenoman.
Eocaen: B = Bürgenschichten, mit N. complanata und A. exponens; H = Hohgantsandstein und -schiefer; M = Mergelschiefer mit Globigerinen, Stadschiefer, oben mit Sandsteinbänken.
Oligocaen: T = Taveyannazsandstein; DS = Abteilung der Dachschiefer und Sandsteine.

Am allerschönsten läßt sich das Eocän am Kistenpaß studieren. Am Kistenstöckli findet man folgendes Profil (nach Arn. Heim 1908 und W. A. Keller, „Beiträge" n. F. Lfg. 42, 1912) von unten:

1. 36 m Bürgenschichten, Lutétien, bestehend aus
   a. 5 m Grünsand voller A. exponens, N. aturica (uroniensis), N. complanata, O. discus,
   b. 22 m feinkörniger Sandkalk und Sandstein mit den gleichen Nummulinen,
   c. 1 m Complanatabank; Kalk, erfüllt mit bis 90 mm großen N. complanata,
   d. 5 m Sandkalk mit großen Quarzkörnern,
   e. 3 m „Grenzsandstein", feinkörnig, massig, mit Glimmerschüppchen, übergehend in

2. 4—10 m Hohgantschiefer oder Pectinitenschiefer; feinsandige Mergel mit zahlreichen, schlechterhaltenen Pyritknollen, mit Pecten und Spondylus limiformis.
3. ca. 250 m Stadschiefer, Globigerinenmergel, im oberen Teil mit Sandsteinbänken (Kistenstöckli).

Diese Nummulitenschichten des Lutétien liegen am Kistenpaß mit scharfer Grenze auf Seewerkalk, weiter nördlich auf Gault und Schrattenkalk und am Muttensee auf Drusbergschichten (vergl. Fig. 90).

25 km weiter westlich, am Belmeten in der Windgällengruppe zeigt sich schon eine bedeutende Veränderung der Basis-Nummuliten-Schichten. Das Profil westlich der „Burg" ist folgendes (nach Arn. Heim, „Beiträge" 1910 und Boussac l. c. 1912):

1. 25—30 m sandiger Kalk mit grobkörnigen Sandsteinlagen und massenhaft O. discus, auch N. striata und N. incrassata.
2. 5—10 m bräunlicher Kalk mit kleinen O.
3. ca. 150 m Globigerinenschiefer (mit Sandsteinbänken).

Dieser auf Malmkalk ruhende Nummulitensandstein Nr. 1 enthält keine großen Nummuliten mehr und entspricht nach Fazies und Fauna dem Hohgantsandstein (Auversien).

Westlich der Reuß bietet der N-Fuß des Schloßberg ob Engelberg besonders klare Aufschlüsse (vergl. Fig. 91).

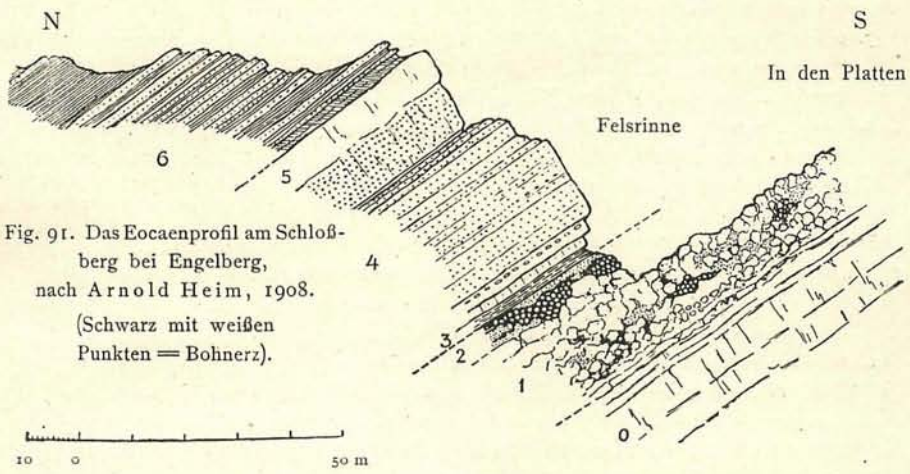



Fig. 91. Das Eocaenprofil am Schloßberg bei Engelberg, nach Arnold Heim, 1908. (Schwarz mit weißen Punkten = Bohnerz).

Der gräuweiße dichte Malmkalk (0) geht nach oben über in:

1. gegen 20 m mächtiges, buntes Pseudokonglomerat, das von rotem und grünem Boluston und Quarzit imprägniert ist und Taschen von Bohnerz enthält;
2. 2—6 m tiefrotes Bohnerz mit bis 4 cm großen Eisenbohnen, grüner, siderolithischer Sandstein und Boluston (vergl. Arbenz, „Beiträge" 1909);
3. 1–2 m schwarzer Ton und Mergelkalk, entspricht den Cerithienschichten der Gadmenflühe. Scharfe Grenze gegen
4. 40—45 m grobbankiger Quarzsandstein, unten mit Quarzgeröllchen, mit O. und N. Fabianii (Priabonien);
5. 7 m Kalk mit Lithothamnien und Orthophragminen; N. striata, N. Murchisoni (?). Übergang in
6. 70—100 m Glimmersandsteinbänke und Mergelschiefer, oft mit Globigerinen.

Eine entsprechende, aber mechanisch reduzierte Schichtfolge beschreibt Boussac von Rosenlaui.

Von der Gemmi gibt er folgendes Profil auf Hauterivien-Kieselkalk:

1. Bohnerzbildungen, sporadisch.

Bartonien.

2. 2 m schwarze Stinkkalke mit Korallen.
3. 3,2 m grauer schieferiger Kalk voller zerdrückter Fossilien-Cerithienschichten (Bartonien).
4. 3,2 m schwarzer Lithothamnienkalk.
5. 7,5 m quarzitischer Sandstein.
6. 9 m grauer Kalk mit Lithothamnienbänken.
7. 6 m Quarzsandstein.

Ludien.

8. Kalkige Schiefer mit Globigerinen.

## Morcles- und Diablerets-Decken.

Die wichtigsten und fossilreichsten Eocänprofile der Westschweiz sind diejenigen an der Stirn der Dt. de Morcles-Decke (verkehrte Schichtfolge) und der Diablerets (normale Schichtfolge), die von E. Renevier (1890) eingehend studiert wurden. Zusammenfassend ergibt sich folgende Schichtreihe der Morcles-Decke

1. Bohnerzformation, nur an einigen Stellen.
2. Süßwasserschichten mit Helix Rütimeyeri, Limnea acuminata, L. Bertschingeri (Dt. de Morcles).

Bartonien.

3. 0—30 m Cerithienschichten (brackisch) mit reicher Molluskenfauna, worunter nach Boussac besonders häufig und bezeichnend sind: Libitina alpina, Cyrena convexa, C. Rouyana, Cardium Rouyanum, Meretrix Villanovae, Cerithium Vivarii, C. plicatum, Natica vapincana
4. 100—200 m Nummulitenkalk mit Lithothamnien und kleinen Nummulinen, ein konstantes Niveau bildend (marin) mit N. Fabianii, N. Chavannesi, neben Leiopedina Samusi, Cardita Laurae, Tellina granconensis usw. Übergang in

Ludien.

5. Globigerinenschiefer, sehr mächtig.

Das klassische Profil der Diablerets läßt sich wie folgt zusammenfassen:

1. 0—30 m Bohnerzformation auf Schrattenkalk; vorwiegend gelblicher, eisenschüssiger Sandstein oder Konglomerat aus Schrattenkalkgeröllen.
2. Süßwasserschichten (Auversien?) bestehend aus
   a) 2,5 m Mergel mit Chara Helicteres, b) schwärzlicher Kalk mit Limnäen, c) 4,5 m unreines Kohlenflöz.
3. 30 m Cerithienschichten; schwärzliche Mergelkalke, mit gleicher Molluskenfauna wie in der Morcles-Decke, Cerithium Diaboli (Bartonien) Taf. XV.
4. 55 m steriler Glimmersandstein.
5. Kalk mit kleinen Nummulinen.
6. Mergelschiefer.

## Wildhorndecke zwischen Rhone und Reuß.

Die Wildhorndecke ist nach Boussac in ihrem westlichsten Teil (Oldenhorn-Klein Hörnli) noch durch eine den Diablerets analoge Ausbildung ausgezeichnet. Dann aber verschwinden die Cerithienschichten an der Basis und es folgt eine Zone, die durch typischen Hohgantsandstein (Auversien nach Boussac) ausgezeichnet ist: Quarzsandstein mit groben Quarzkörnern. In dieser Zone (Iffigenhorn, Niesenhorn, N. Wildhorn, Fig. 92) folgen gewöhnlich auf dem Schrattenkalk:

1. Hohgantsandstein mit N. striata, N. incrassata, O. discus, 15—50 m; Auversien.
2. Cerithienschichten, Niesenhorn, 3 m.
3. Kalk mit Lithothamnien (und sandigen Lagen) mit kleinen Nummuliten, 10—20 m (2 + 3 = Bartonien).
4. Feinsandige Globigerinenschiefer, an der Basis mit Lithothamnienkalklagen, mehr als 100 m.

In der nächst südöstlicheren Zone der Wildhorndecke (Rawyl, Aermighorn, Dreispitz) kommt an der Basis die Abteilung mit großen Nummuliten des Lutétien (Bürgenschichten) hinzu. Besonders schön ist das Profil am Grat des Laufbodenhorns entwickelt; auf dem Seewerkalk folgen dort nach Boussac:

1. 3 m Sandstein und sandiger Kalk mit N. complanata und N. aturica (Lutétien);
2. bis 160 m Hohgantschichten (Auversien):
   a) 7—8 m Sandstein und sandiger Kalk mit N. striata und O. discus,
   b) bis 150 m Hohgantschiefer (= „Pektinitenschiefer, Schistes gréseux à patine fauves") mit Fährten, Auversien, übergehend in
3. 200 m Globigerinenschiefer mit glimmersandigen Lagen und groben Bänken von Lithothamnienkalk („Ralligmarmor") mit kleinen Orthophragminen (Priabonien).

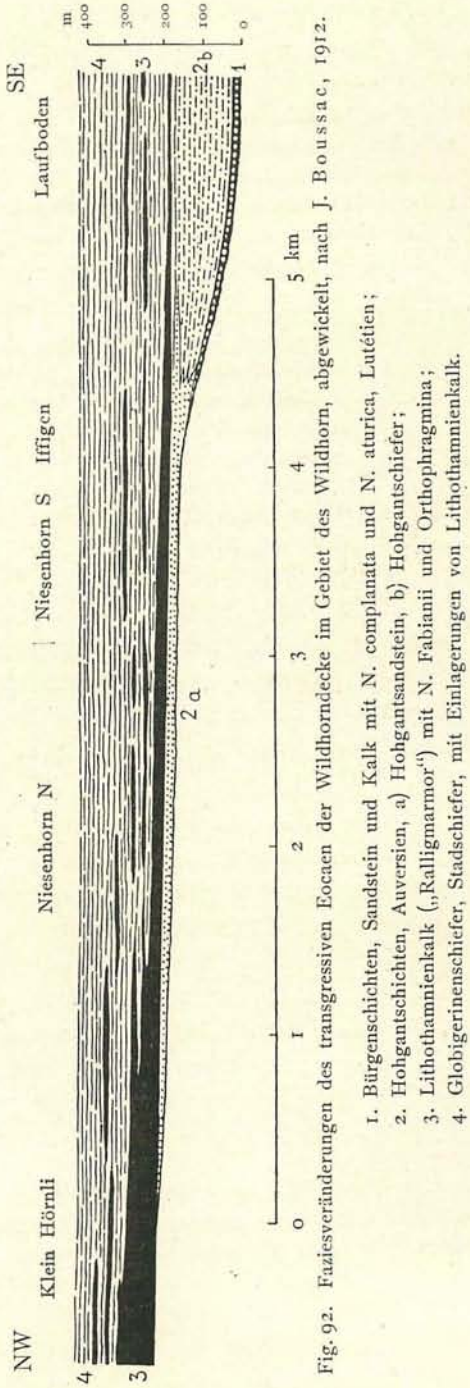



Fig. 92. Faziesveränderungen des transgressiven Eocaen der Wildhorndecke im Gebiet des Wildhorn, abgewickelt, nach J. Boussac, 1912.
1. Bürgenschichten, Sandstein und Kalk mit N. complanata und N. aturica, Lutétien;
2. Hohgantschichten, Auversien, a) Hohgantsandstein, b) Hohgantschiefer;
3. Lithothamnienkalk („Ralligmarmor") mit N. Fabianii und Orthophragmina;
4. Globigerinenschiefer, Stadschiefer, mit Einlagerungen von Lithothamnienkalk.

Über die Ausbildung des Eocän der Wildhorndecke auf beiden Seiten des Kandertals gibt H. Adrian (Eclogae vol. XIII, 1915) eine eingehende Darstellung. Die Kreide wird schief abgeschnitten derart, daß im NW Priabonien auf Barrémien, im SE Cerithienschichten und Hohgantsandstein des Auversien auf Schrattenkalk und schließlich Lutétien auf Gault und Seewerkalk zu liegen kommen (Aermighorn).

An manchen Stellen auf der W-Seite des Kandertales sind noch Spuren siderolithischer Bildungen und Basiskonglomerate mit faustgroßen Schrattenkalkgeröllen in bunten Mergeln zu finden; darüber folgen die brackischen Cerithienschichten des Bartonien. Auf der östlichen Talseite ist noch eine brackische Schichtlage aus schwarzen Kalken mit Melanien und Kohleschmitzen zwischen Schrattenkalk und

Hohgantsandstein eingeschaltet, die somit älter ist als das Niveau der Diablerets. Am Westabsturz des Gerihorns ruht der helle massige Lithothamnienkalk des Priabonien direkt auf Schrattenkalk und bildet mit diesem eine von weitem einheitlich aussehende Felsmasse.

Die NE-Seite des Thunersees ist das durch Rütimeyer, Kaufmann, Mayer-Eymar und Mösch klassisch gewordene Gebiet der Hohgantschichten. Neuere Beobachtungen geben H. Douvillé (Bull. Soc. Géol. France, Paris 1900), J. Boussac (l. c. 1912), P. Beck („Beiträge" 1911, mit Spezialkarte). Das Neueste mit wertvollen Berichtigungen bringt H. Mollet (Stratigraph. Stellung der eocänen Glaukonitschichten usw., Mitt. naturf. Ges., Bern 1916).

Am Sigriswilergrat (Randkette) läßt sich das beste Profil an der Mähre beobachten. Auf dem unteren Schrattenkalk folgen (nach Arn. Heim l. c. 1908):

1. ca. 25 m unterer Hohgantsandstein, kompakter Quarzsandstein mit Glimmerschüppchen und einzelnen Glaukonitkörnchen.
2. 11 m Brackwasserschichten mit Mergeln, Kohlelagen und Stinkkalkbänken, reich an Cerithium ligatum, Neritina Fischeri, Melania alpina, Limnaea, Planorbis usw.
3. 50—90 m oberer Hohgantsandstein mit Milchquarzgeröllchen, Serpula, Orthophragminen, N. incrassata. Übergang in
4. ca. 100 m heller Lithothamnienkalk, bankig bis massig, im unteren Teil mit Sandsteinlagen, N. incrassata, N. striata, N. Murchisoni (?), Actinocyclina usw., übergehend in
5. Mergelschiefer (Berglikehle).

Die Brackwasserschichten (Nr. 2) sind eine lokale Einlagerung im Hohgantsandstein. Der helle Lithothamnienkalk, auch „Ralligmarmor" genannt, bildet die Gipfel Mähre 1958 und Rothorn 2053 und erreicht in dieser Randkette mit 100—200 m die mächtigste Entwicklung in den Schweizeralpen.

In der nächst südöstlichen Bergkette dominieren die Hohgantschichten, welche die Gipfel des Niederhorn und des Hohgant bilden und sich schon aus der Ferne durch die dunklere Anwitterung vom hellen liegenden Schrattenkalk abheben. Der Sandsteinkomplex ist etwa 100 m mächtig und enthält noch untergeordnete schieferige Lagen, die dann aber weiter südlich die Oberhand gewinnen. Bezeichnend sind O. discus, N. striata und N. incrassata. Die von Mayer-Eymar bearbeitete und von Boussac revidierte Fauna der Hohgantschiefer des Niederhorngipfels enthält neben zahlreichen neuen Arten Pectunculus Jacquoti, Boussacia grandis, Modiola modioloides, Campanile defrenatum, Clavella longaeva etc., die nach Boussac für Auversien charakteristisch sind. 4 km weiter SE, an der Waldegg und beim Küblibad am Thunersee folgen auf Seewerkalk (Fig. 93):

1. Lutétien. 7—10 m Sandkalk voller N. aturica und mächtiger N. complanata.
2. Auversien, nach Mollet:
   a) 10 m Hohgantschiefer; glaukonitische, grobsandige, teilweise kohlige Schiefer mit kieseligen Kalklagen, reich an Chlamys Thunensis, Boussacia grandis mut. helvetica, Cardium alpinulum, Turritella gradataeformis etc., die für Auversien bezeichnend sind,
   b) mächtiger Hohgantsandstein mit Schieferlagen.
3. Bartonien. Globigerinenschiefer (Stadschiefer) mit Lagen von Lithothamnienkalk.

Diese Gliederung läßt sich durchgreifend bis zum Vierwaldstättersee verfolgen. Dem Alpenrand entlang nach E kommt an der Emme in analoger Weise wie am Thunersee nach NE der „Complanatakalk" unter den Hohgantschichten zum Vorschein, an der Schrattenfluh überdies noch ein tieferer Horizont des Lutétien

als an der Waldegg. Nach der detaillierten Neuaufnahme durch R. Schider (Schrattenfluh, „Beiträge" n. F. Lfg. 43, 1913) folgen über dem Schrattenkalk:

Lutétien.

1a. 0—3 m unterer Quarzsandstein mit spärlichen kleinen Nummuliten.

1b. 10—15 m Complanatakalk, gelbbraun angewittert mit sandigen Lagen, erfüllt von N. complanata.

Auversien.

2. 20 m Hohgantschiefer; fein glimmersandige, glaukonitische Mergelschiefer mit Pecten und Boussacia grandis.

3. 100—150 m Hohgantsandstein, weiß, mit schieferigen Lagen, die am Schimberg typische Mollusken des Auversien enthalten, auch Lithothamnien. Allmählicher Übergang in

Priabonien.

4. Globigerinenschiefer, mit einzelnen Sandsteinbänken.

Am Schimberg ist das unterste Niveau 1a bereits 15 m mächtig und enthält ebenso N. complanata neben Spondylus Buchi. In den von der Waldegg bis zum Pilatus durchgehenden Hohgantschiefern (Nr. 2) tritt nach Mollet die kleine N. variolaria auf, und in den höheren Horizonten des Hohgantsandsteins und der Globigerinenschiefer sind auch einzelne Lagen von Konglomeraten zu finden (s. Tabelle 336—337).

Eines der schönsten Eocänprofile bietet das Klimsenhorn auf der N-Seite des Pilatus (Fig. 94), das schon durch Kaufmann 1867 vorbildlich beschrieben wurde. Es liegt faziell zwischen den Typen Hohgant und Kistenpaß. · Auf dem unteren Schrattenkalk folgen:

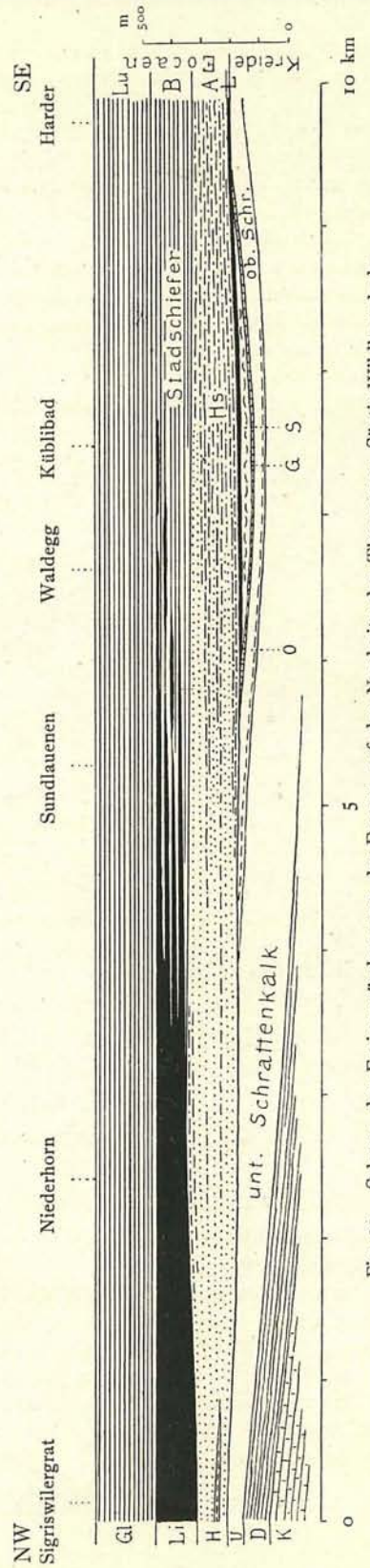



Fig. 93. Schema der Faziesveränderungen des Eocaen auf der Nordseite des Thunersees, Säntis-Wildhorndecke, nach Kaufmann, Boussac, Arn. Heim, P. Beck, H. Mollet.

Kreide-Substratum: K = Hauterivien-Kieselkalk, D = Drusbergschichten, U = unterer Schrattenkalk, O = oberer Schrattenkalk mit Obitolinenmergel, G = Gault s. l., S = Seewerkalk.

Eocaen: L = Bürgenschichten, Lutétien (schwarzer Strich); A = Hohgantschichten, Auversien, im NW Hohgantsandstein (H) mit brackischen Einlagerungen, im SE Hohgantschiefer (Hs); B = Bartonien, im NW als Lithothamnienkalk (Li); Lu = Ludien, in Form von Globigerinenschiefer (Gl).

Bürgenschichten (Lutétien).

1. 3,2 m kalkiger Sandstein mit glaukonitreicher Bank, voller N. aturica var. uroniensis, seltener N. striata und N. incrassata (Basis 0,2 m steril).
2. 28 m unterer Quarzsandstein mit Milchquarzkörnchen, und kalkiger Sandstein, übergehend in
3. 3 m Complanatabank, bräunlicher Sandkalk erfüllt mit N. complanata neben O. discus und unter Nr. 1 erwähnten Arten.
4. 12—15 m Quarzsandstein mit O. und kleinen N. („Grenzsandstein").

Hohgantschichten (Auversien).

5. ca. 50 m Hohgantschiefer; sandiger Schiefermergel („Pectinitenschiefer").
6. ca. 65 m oberer Quarzsandstein, Hohgantsandstein (Gipfel des Klimsenhorn) mit N. variolaria und N. striata nach Kaufmann.

Priabonien.

7. ca. 100 m Mergelschiefer mit massigen Sandsteinbänken.

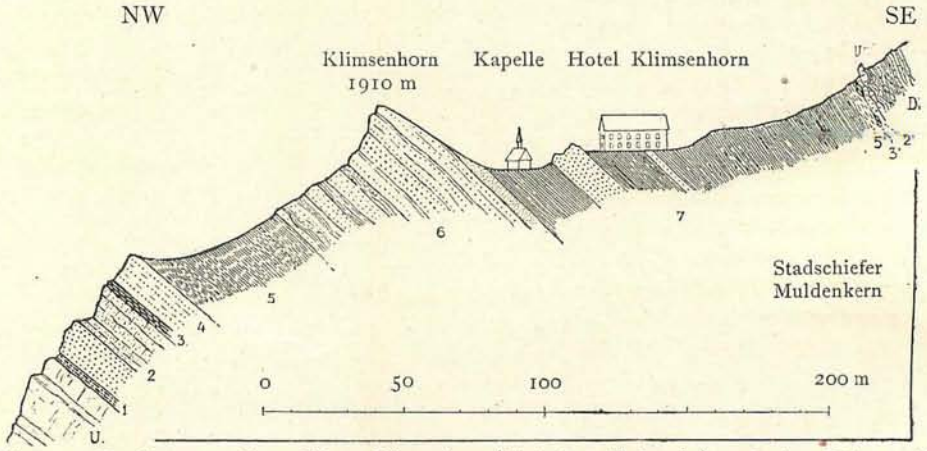



Fig. 94. Das Eocaenprofil am Pilatus-Klimsenhorn (Niederhorn-Teildecke), nach Arn. Heim 1908.

Rechts verkehrte Schichtfolge. D = Drusbergschichten. Übrige Bezeichnungen siehe Text.

An der SE-Seite des Pilatus ruhen nach Kaufmann und Buxtorf die „Pectinitenschiefer" (= Hohgantschiefer) direkt transgressiv auf der Kreide, auf der S-Seite sogar die Stadschiefer auf Schrattenkalk. Erst wieder am Mueterschwandenberg (s. Alpnachersee) setzen die Bürgenschichten ein, während der „obere Quarzsandstein" unterdessen in die Fazies der Globigerinenschiefer (Stadschiefer) übergegangen ist, wie schon Kaufmann angenommen hat und von Buxtorf bestätigt (Fig. 95).

Am Mueterschwandenberg (Rotzloch) und am Bürgenstock (kleine Nase) trifft man nach Kaufmann, Buxtorf und Arn. Heim folgende Ausbildung auf Seewerschichten:

1. 15—20 m Assilinengrünsand und Glaukonitkalk (Glauconitit) mit A. exponens und N. complanata, übergehend in
2. 10—30 m bräunlicher Kalk; N. complanata im unteren Teil oft gesteinsbildend; hie und da Lithothamnienbänke; zu oberst wieder glaukonitreiche Bänke, die übergehen in
3. 10—15 m feinsandige, schieferige Mergel, „Pektinitenschiefer" in fossilarmer Fazies (Hohgantschiefer, Auversien). Übergang in
4. über 100 m Stadschiefer.

Noch einen Schritt weiter südlich, bei Kerns-Flühli an der Melchaa, findet man die entsprechende Schichtfolge mit prachtvoll entwickeltem Assilinengrünsand der nun dort dem Leistmergel (Campanien) aufliegt (Buxtorf, Eclogae 1913).

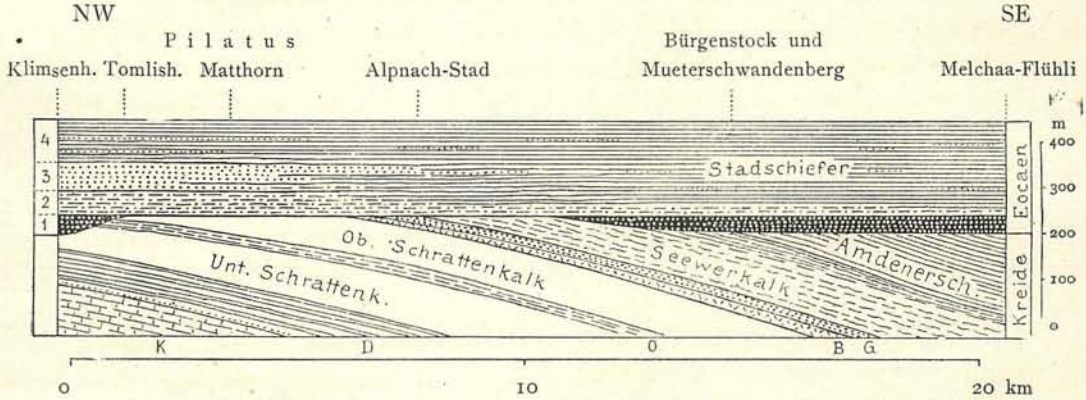



Fig. 95. Die Eocaentransgression im abgewickelten Profil durch den Pilatus (Säntisdecke), nach F. J. Kaufmann, A. Buxtorf und Arn. Heim.

K = Kieselkalk, Hauterivien; D = Drusberschichten, Barrémien; O = Orbitolinenmergel; B = Brisischichten; G = Gault, Albien; 1 = Bürgenschichten mit N. complanata, Lutétien, im NW vorwiegend sandig, im SE vorwiegend kalkig; 2 = Hohgantschiefer („Pectinitenschiefer") Auversien; 3 = Hohgantsandstein („Oberer Quarzsandstein") Auversien; 4 = Stadschiefer mit Globigerinen und Sandsteinbänken, Ludien.

Am E-Ende der Rigihochfluhkette bei Seewen (Bürgenstock-Teildecke) ist die Kalkfazies verschwunden und das Lutétien als typischer tiefgrüner Assilinengrünsand entwickelt, voller A. exponens und O. discus, in dem ein faustgroßer Einschluß von Habkerngranit gefunden wurde (Arn. Heim, Viertelj. N.-G., Zürich 1908, Taf. I). Das Gestein ergibt prachtvolle Politur.

## Helvetische Decken östlich der Reuß.

Schreiten wir nun im abgewickelten Profil des Vierwaldstättersees wieder nördlich, so finden wir an der Stirn der Axendecke bei Sisikon abermals die uns vom Bürgenstock bekannte, mit dem Kistenpaß nächstverwandte Eocänbildung: auf Schrattenkalk liegen zuerst Assilinengrünsand, dann ca. 10 m unten glaukonitischer, oben quarzsandiger Kalk mit N. complanata, darüber fein glimmersandige Schiefermergel (Hohgantschiefer). Weiter östlich in der Axendecke (Muottatal, Pragelpaß, Deyenstock, Flifalte) ist nur noch der eigentliche Assilinengrünsand in geringer Mächtigkeit auf Seewerschichten ausgebildet, der durch einige Meter sandiger Mergel in die Stadschiefer überführt. Das gleiche gilt auch für Mürtschen- und Glarnerdecke. Erst an der parautochthon abgeschürften Wageten findet man wieder die Complanatakalke, überhaupt eine Ausbildung, die sich eng an jene des Kistenpaß anschließt.

An der Stirn der Säntisdecke verfolgen wir den Assilinengrünsand von Seewen über den Aubrig und den N-Rand des Mattstocks bis zum N-Rand des Säntis, stets

in geringer Mächtigkeit (meist 3—5 m) und in die Stadschiefer überführend. Allein in der nächst südlicheren Zone Wiggis-Amden wurde bis jetzt vergeblich nach einer Basis-Nummulitenbildung gesucht. Es sieht aus, als ob die Leistmergel in Wildflysch übergehen. Um so interessanter ist das Vorkommen von Abendweid auf der S-Seite des Säntis östlich Wildhaus, wo am Kontakt mit Leistmergel neritischer, glaukonitischer Lithothamnienkalk mit Mergelbrocken und Phosphoritknollen, mit N. complanata, aber auch N. Murchisoni, A. granulosa, O. Pratti auftritt (Arn. Heim, Churfirsten, „Beiträge" 1910). Südlich davon, am NE-Rande der Churfirsten im Simmitobel, liegt in mehrfacher tektonischer Repetition ein glaukonitischer Kalk von 10—20 m mit spärlichen großen Nummuliten auf dem Leistmergel, der von einer 100—200 m mächtigen Serie von fleckigen gelblichgrauen Mergeln mit Algenabdrücken (Fucoidenschiefer) und mit harten dichten Kalkbänken voller Globigerinen überlagert wird. Offenbar handelt es sich um einen östlichen Faziestypus der Stadschiefer.

Die Alviergruppe ist von Eocänbildungen völlig entblößt, wohl aber finden wir diese wieder in auffallender Entwicklung im Drusbergplappen, auf dem Frohnalpstock bei Brunnen und bei Iberg. Dort, an der Stockfluh, erhebt sich über den düstern Wangschichten eine 20—30 m hohe hellgraue Felswand aus Lithothamnienkalk, der erfüllt ist von den schönsten großen Nummuliten des Lutétien: N. irregularis, N. Murchisoni, N. complanata var. minor, N. atacica, A. granulosa, O. Archiaci. Am Fidersberg, 2 km weiter südlich, enthält dieser Nummulitenkalk zum Teil die gleichen Nummuliten, aber in Zwergformen, und wird unterlagert von Crinoidenbreccie und Glaukonitkalk voller Schalentrümmer von Muscheln neben winzigen Nummuliten (Fig. 96). Weiter südlich ist das Tertiär abgewittert.

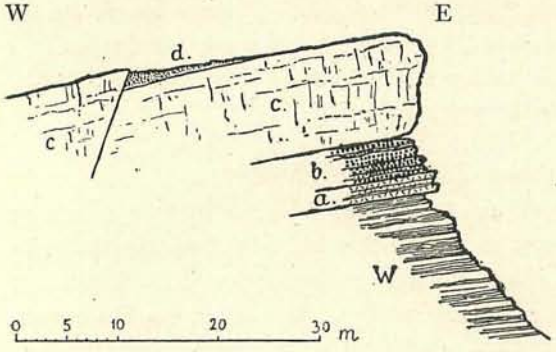



Fig. 96. Das transgressive Lutétien am Fidersberg, Drusbergdecke, nach Arn. Heim, 1908.

Kreide: W = Wangschichten.
Lutétien: a = Crinoidenbreccie; b = Glaukonitkalk; c = Nummulitenkalk; d = Quarzsandstein.

## Allgemeine Gliederung.

Das helvetische Eocän ist in zwei scharf getrennten Fazies ausgebildet: in siderolithischen Festlandbildungen, und in marinen Bildungen mit Nummuliten. Unter den letzteren ist das Lutétien soweit bekannt stets rein marin, während die jüngeren Stufen des Auversien und Bartonien auch Süß- und Brackwasserschichten mit Cerithien und Kohlenlagen enthalten. Die marine Eocänserie läßt sich mit den Namen der typischen Vorkommnisse einteilen in 1. Bürgenschichten (Lutétien), 2. Hohgantschichten (Auversien), 3. Diableretsschichten (Bartonien) und 4. Stadschiefer, in Form

von Mergelschiefern mit Globigerinen, die im SE schon im Lutétien, im NW erst nach dem Bartonien einsetzen (vergl. Tab.). Untereocäne Ablagerungen sind zwar schon oft vermutet, in den helvetischen Schweizeralpen aber noch nirgends einwandfrei nachgewiesen worden.

## Die siderolithischen Festlandbildungen.

Schon einleitend wurde darauf hingewiesen, daß die Bohnerz- oder siderolithischen Bildungen, d. h. die eocänen Festlandrückstände, vom Juragebirge unter dem Molasselande hindurch bis in den nordwestlichen Teil der helvetischen Alpen fortsetzen. Nur insofern besteht ein Unterschied, als diese in den Alpen wieder von marinem Eogen überlagert werden, während im Juragebirge meist unmittelbar die Molassebildung folgt, die Festlandzeit dort also länger fortdauerte. Außerdem haben in den Alpen die siderolithischen Bildungen stellenweise eine beträchtliche Druckmetamorphose erlitten. Eines der schönsten Beispiele dieser Art ist der schon im XVI. Jahrhundert ausgebeutete „Grindelwaldner Marmor", eine buntgefärbte Breccie, vorwiegend aus Tithonkalk mit siderolithischem Bindemittel, die bei der alpinen Stauung marmorisiert wurde (v. Fellenberg; Arbenz, „Beiträge" Lfg. 24, 1909). Der Bruch wurde 1865 wieder vom Gletscher frei.

Im autochthonen Aar-M. sind von E her die ersten siderolithischen Bildungen am Belmeten in der Windgällengruppe gefunden worden (W. Staub). Weiter trifft man sie, stets sporadisch, dem N-Rand des Aar-M. entlang bis ins Wallis (Schloßberg, Gadmenflühe, Rosenlaui, Fisistöcke, Gemmi). Dort im W breiten sie sich noch über die Morcles- und Diableretsdecke aus. Die abgewickelte SE-Grenze verläuft also fast parallel den Isopen und Transgressionsgrenzen der marinen Nummulitenbildungen in SW-Richtung, schief über die tektonischen Zonen hinweg.

Zu den schönsten Bohnerzprofilen gehören diejenigen des Schloßberg bei Engelberg (Fig. 91) und der Diablerets, wo das „Terrain sidérolithique" nach Renevier 30 m Mächtigkeit erreichen kann und wie im Juragebiet (Orbe) zunächst von eocänen Süßwasserbildungen bedeckt wird (vergl. Bd. I S. 543).

Das Liegende der siderolithischen Bildungen ist Schrattenkalk bis Malm. Ihre Verbreitung ist also auf diejenige Zone beschränkt, in der zum mindesten noch der Gault während der Festlandperiode abgetragen wurde. Man muß sich daher fragen, ob nicht ein großer Teil des Eisengehaltes dem glaukonitreichen Gault entstammt. Andererseits sind siderolithische Bildungen unbekannt, wo oligocäner Flysch auf Mesozoikum transgrediert, wie im Gebiet von St. Maurice, offenbar weil diese vor der Flyschablagerung entfernt wurden. Fossilien sind leider im Bohnerz der Alpen noch nicht gefunden worden.

Über die Altersgrenze der siderolithischen Bildungen der helvetischen Alpen geben uns die hangenden Schichten Aufschluß. Im westlichen Gebiet sind es fast überall die Diableretsschichten. Im Osten hingegen, am parautochthonen Schubfetzen des Hohfaulen (Windgälle) hat W. Staub („Beiträge" 1911) im Malmkalk Nester von Bohnerzbildungen mit Eisenerzbohnen gefunden, der auch noch von Complanataschichten überlagert wird. J. Boussac rechnet das „terrain sidérolithique" der helvetischen Alpen zum Lutétien und Auversien. Nach der genannten Beobachtung von

W. Staub hat dessen Bildung zweifellos schon vor Ablagerung der Bürgenschichten eingesetzt und wohl bis zur jeweiligen Überflutung fortgedauert.

## Die Bürgenschichten (Lutétien).

Die Bürgenschichten transgredieren auf Kreide (Schrattenkalk bis Wangschichten) und entsprechen nach ihrer Fauna zweifellos dem mitteleocänen Pariser Grobkalk, dem Parisien s. str. oder Lutétien. Bezeichnend sind die großen Nummuliten: N. complanata, irregularis, Murchisoni, aturica, A. exponens. Allein diese Arten treten meistens nicht gemeinsam, sondern je nach der Fazies zu zweien oder dreien auf, oft gesteinsbildend, oft wieder vereinzelt, und nicht selten in kleinen unausgewachsenen oder zwerghaften Formen, die einen „calcaire à petites nummulites" vortäuschen können.

Die Bürgenschichten sind auf das ursprünglich südöstliche Gebiet der helvetischen Fazies beschränkt und erreichen ihre schönste Entwicklung und Gliederung nahe dem nordwestlichen Rand ihrer Transgression (Taf. XV A).

Im Querprofil durch die östlichen Schweizeralpen, wo sie am weitesten verbreitet sind, lassen sich folgende Faziesregionen unterscheiden, abgewickelt gedacht von SE nach NW:

A. Drusbergfazies. Zone Wildhaus-Iberg-Frohnalpstock. Nummulitenkalk mit Lithothamnien, variabel, oft erfüllt mit N. irregularis, Murchisoni, atacica, A. granulosa, bis 30 m mächtig.

B. Mürtschenfazies. Assilinengrünsand 2—12 m mit massenhaft A. exponens und O. discus, vereinzelt N. complanata, ohne Complanatakalk mittelbar in Globigerinenschiefer übergehend. Nur in den östlichen Schweizeralpen: autochthon bei Vättis, parautochthon, Glarnerdecke, Mürtschendecke, Axendecke bis Sisikon excl., Stirnrand der Säntisdecke von Appenzell bis Seewen. Letzter Rest als SW-Spitze eines Keils bekannt vom Surbrunnentobel bei Iberg, Stirn der Drusbergdecke, während die abgewickelte Breite weiter östlich, von Vättis bis Säntis etwa 30 km beträgt (vergl. Tab. XV A).

$C_1$. Bürgenfazies (Kaufmann), Typus Bürgenstock. Zweiteilung in einen unteren glaukonitischen Teil (Assilinengrünsand) mit A. exponens und O. discus, aber auch N. perforata, und einen oberen kalkig-sandigen Teil mit dem Hauptlager der N. complanata. Mächtigkeit bis 50 m. Schönste Ausbildungen am Kistenpaß (autochthon); Sisikon (Axendecke); Pilatus-Klimsenhorn, Bürgenstock-Mueterschwandenberg, Flühli-Kerns (Säntisdecke). Hangendes = Hohgantschichten.

$C_2$. Wildhornfazies. Von der Schrattenfluh über Waldegg am Thunersee und die Dreispitzfalte bis zum Rawylpaß fehlt, soweit wir wissen, die Ausbildung des Assilinengrünsandes, und das Lutétien ist allein vertreten durch sandige Kalke mit N. complanata und N. aturica entsprechend dem oberen Teil der Bürgenschichten der Zone $C_1$. Mächtigkeit 0—10 m (vergl. Taf. XV A).

Von diesen Regionen ist zweifellos B (Assilinengrünsand) die tiefste (bathyal), während sich die andern mit ihren Lithothamnien und Sandsteinen als neritisch erweisen. In einem abgewickelten Querprofil zwischen Reuß und Linth finden wir also von NW nach SE zunächst neritische Bildungen (Kistenpaß), dann

eine nach NE sich verbreiternde bathyale, geosynklinale Zone, und weiter im SE wieder neritische, organogene Nummulitenbildungen des Lutétien (s. Tabelle S. 336 und 337).

Die Isopen und Transgressionsgrenzen verlaufen SW und weichen südlich vom WSW gerichteten Streichen der Falten ab.

## Die Hohgantschichten (Auversien).

Bezeichnend für diese Stufe ist der Hohgantsandstein (Quarzsandstein) mit N. striata und N. incrassata (= N. Boucheri) neben O. discus, ferner die damit oft wechsellagernde und gegen SE dominierende tonigere Fazies der Hohgantschiefer, auch „Pectinitenschiefer" (Kaufmann) und „Schistes gréseux à patine fauve" (Boussac) genannt. Dazu kommen lokale brackische Ein- oder Unterlagerungen (Sigriswilergrat, Kandertal) mit Stinkkalken, Kohlenlagen und brackischen bis lakustren Gastropodenfaunen.

Nach der Fauna vom Niederhorn entsprechen die Hohgantschichten dem Auversien (vergl. S. 332). Die mächtigste und schönste Entwicklung erreichen die Hohgantschichten in der Wildhorndecke, am Thunersee und an der Schrattenfluh mit 100—150 m Mächtigkeit. Die normale Lage auf Bürgenschichten vom Thunersee bis Pilatus läßt darüber keinen Zweifel mehr, daß die Hohgantschichten eine jüngere Eocänstufe bilden.

Dem Aar-M. entlang von E nach W finden wir den typischen Hohgantsandstein zuerst in der Windgällengruppe (S. 329). Ob er sich in den ähnlichen Sandstein von Engelberg fortsetzt oder unter diesem auskeilt, ist noch nicht festgestellt. Die südwestliche Fortsetzung finden wir wieder an der Stirn der Wildhorndecke vom Pilatus an südwestlich (Niederhorn-Teildecke). Am Thunersee greifen die Hohgantschichten schon bis auf den südlichsten Teil, die Drusberg-Dreispitzfalte über (Hohgantschiefer am Harder bei Interlaken), wo sich im Liegenden die Bürgenschichten einstellen. Am äußersten NW-Rand der Wildhorngruppe (Oldenhorn) werden die Hohgantschichten durch die Diableretsschichten ersetzt (Boussac). Nach SE gehen die Hohgantschichten durch Hohgantschiefer (Melchaa, Kistenpaß) in die Fazies der Stadschiefer über.

Die vielfachen Einlagerungen von Lithothamnienkalk und Brackwasserbildungen (Thunersee) lehren, daß die Hohgantschichten neritische, küstennahe Bildungen sind.

## Die Diableretsschichten (Bartonien).

Für diese Abteilung sind bezeichnend neritische Quarzsandsteine und Kalke mit Lithothamnien („Ralligmarmor") und den kleinen Nummuliten: N. Fabianii und N. Chavannesi. Die klassische, von Boussac revidierte Fauna der brackisch-litoralen Cerithienschichten an deren Basis (Diablerets, Morclesdecke) verweist diese Abteilung ins Bartonien.

Dem Aar-M. entlang von E treffen wir die Diableretsschichten zuerst schön entwickelt am Schloßberg (S. 329). Von dort verfolgt man sie über Gadmenflühe und Rosenlaui zur Gemmi, von wo aus sie sich über die ganze Diablerets- und Morclesdecke und bis auf den NW-Rand der Wildhorndecke transgressiv ausbreiten.

In diesem ganzen Gebiet findet man an der Basis die bezeichnenden Cerithienschichten in Form dunkler Mergel mit dünnen Kohlebänken, die früher zeitweise ausgebeutet wurden (Engelhörner, Diablerets). Oft treten in einzelnen kohligen Bänken zu Hunderten die weißen Kalkschalen der Cerithien hervor (Gadmenflühe, Titlis). Die größte Mächtigkeit, schönste Gliederung und reichste Fossilführung erreichen die Diableretsschichten an den Diablerets, mit 100—200 m Mächtigkeit (S. 330).

Die neritischen Lithothamnienkalke, Sandsteine und Cerithienmergel gehen nach SE in die Fazies der Stadschiefer über (Fig. 93).

Die Isopen und Transgressionsgrenzen (Schloßberg-autochthon bis Oldenhorn-Wildhorndecke) verlaufen wiederum ausgesprochen SW und weichen südlich vom WSW-Streichen der Falten ab.

Südlich der Wildhorngruppe tritt merkwürdigerweise an der Plainemorte in der Bonvindecke nach Lugeon wieder das Priabonien auf Malmkalk transgressiv auf, und zwar in Form von Nummulitenkalk und Mergelschiefer mit Rippelmarken, woraus auf eine lokale Geantiklinale geschlossen wurde.

## Die Stadschiefer (Lutétien bis Ludien).

Die durch Kaufmann nach Stans-Stad am SE-Fuß des Pilatus (gelblich hervortretende Anrisse) so genannten Mergelschiefer enthalten überall Globigerinen und andere Mikroforaminiferen, die als feine dunkle Körnchen meistens von Auge eben noch sichtbar sind. Sie werden in der Literatur auch als Globigerinenschiefer, Schistes nummulitiques, Flysch-Körnchenschiefer (A. Escher), unterer Flysch, bezeichnet. Als untergeordnete Einlagerungen trifft man feinkörnige Glimmersandsteinbänke oder Glimmersand in feinster Vermengung mit dem Schiefermergel, hie und da auch Lagen von Lithothamnienkalk. Die Stadschiefer sind die einzige lithologische Abteilung des Eocän, die sich von E nach W vom Autochthonen durch alle Decken hindurch wiederfindet, mit einziger Ausnahme des autochthonen N-Randes Gastern - St. Maurice, wo jüngere Flyschbildungen auf dem Mesozoikum transgredieren. Der S-Rand des Pilatus ist die einzig bekannte Stelle, wo die Stadschiefer direkt dem Mesozoikum (Orbitolinenmergel) transgressiv aufliegen. Sonst überlagern sie primär stets die Nummulitenbildungen des Lutétien, Auversien oder Bartonien. Bestimmbare Fossilien sind spärlich. Vom Pilatus beschreibt Kaufmann („Beiträge" 1867) kleine Nummuliten, Amphistegina semicostata, Heterostegina helvetica, Orthophragmina radians, varians, asteriscus, Chondriten und Mollusken (Turritella Kaufmanni, Pecten Heberti, Cyrena syrena). Mollet erwähnt vom Schimberg Cyclolites Garnieri und Cerithium plicatum mut. alpinum, die Diableretsschichten stellvertretend (Bartonien).

Die Stadschiefer bilden nicht eine chronologisch einheitlich begrenzte Sedimentabteilung. Im W bedecken sie die Diableretsschichten des Bartonien, mit denen sie durch lithologische Übergänge verbunden sind, während sie im E allmählich aus dem Assilinengrünsand hervorgehen. Dort gehören sie allein dem obersten Eocän oder Ludien an, hier dem Lutétien bis Ludien. Hohgantsandstein und Diableretsschichten sind also im E durch die Fazies

der Globigerinenschiefer vertreten (vergl. Pilatus Fig. 95 und Tabelle S. 336 u. 337).

Die Mächtigkeit der Stadschiefer läßt sich wegen tektonischer Komplikationen infolge leichter Deformierbarkeit oder Abschneiden durch Taveyannazgestein nicht genau feststellen. Man darf aber wohl annehmen, daß die volle Mächtigkeit 300 m übersteigt. Auf der SE-Seite der Schrattenfluh beträgt sie nach den Profilen Schiders sogar 1000 m.

Eocäne Kohlen.

Dünne unproduktive Kohlenschichten, begleitet von schwarzen bituminösen Mergeln sind bekannt aus der Basis der brackischen Diableretsschichten von der Gipfelpartie der Diablerets. Ähnlich kommen sie vor am autochthonen Nordrand des Aarmassives an der großen Scheidegg, den Engelhörnern und Gadmenflühen. Das einzige alpin eocäne Kohlenvorkommnis, das einige Zeit (1771 bis 1856) lohnende Ausbeute geliefert hat, findet sich am Steilabhang nahe NW unter der Gipfelkante des Niederhorn ob Beatenberg, wo gegen ein Dutzend Stollen angesetzt worden waren. Auf dem Schrattenkalk liegt der Hohgantsandstein und im tieferen Teil desselben die Kohlenschicht 5 bis höchstens 25 cm mächtig. Sie enthält 15—31% Asche, worin bis 3% Schwefel. Sie gibt keine der für Braunkohlen charakteristischen Reaktionen, sondern ist eine gute Gaskohle vom Typus der jüngeren Saarflammkohlen und diente hauptsächlich zur Gasfabrikation in Bern und Thun. Einige Zeit wurden ca. 100 Tonnen per Jahr gewonnen. Das Bergwerk ist erschöpft. In dünnen Lagen oder Schmitzen finden sich die gleichen Kohlen in der Umgebung weiter ausgebreitet (Gemmenalp, Sigriswilergrat, Waldegg, Harder). Näheres in Leo Wehrli, Die postkarbonischen Kohlen der Schweizeralpen, „Beiträge" geotechnische Serie Nr. 7 1919.

## Die eocäne Transgression.

Die marinen Nummulitenbildungen setzen überall in Form einer ausgesprochenen echten Transgression (Transmersion) ein. Am schönsten läßt sich die graduelle Versenkung und das Übergreifen des Meeres an den Diablerets erkennen, wo auf die siderolithische Festlandbildung zuerst Süßwassermergel, dann brackisch-litorale Cerithienschichten, dann echt marine Lithothamnienkalke und Globigerinenmergel folgen.

Auch nach dem Verschwinden der siderolithischen Bildungen setzt sich im abgewickelten helvetischen Gebiet die Diskontinuität von Mesozoikum und Eocän weiter nach SE fort, doch wird die Lücke kleiner, indem sich von unten her jüngere Kreideschichten, von oben ältere Nummulitenschichten einschalten. Schließlich bleibt noch die Lücke Maestrichtien-Lutétien (Drusbergdecke). An einigen Stellen, wo Basis-Nummulitenbildungen fehlen und Flysch auf Kreidemergel folgt, ist die Kreide-Eocängrenze noch problematisch (Amden, ultrahelvetische Decken).

Fast überall, wo in diesem südöstlichen Gebiet der Kontakt beobachtet wurde, handelt es sich um eine relativ glatte, ebene Fläche, die manchmal sogar mikroskopisch messerscharf und glatt ist, wie bei der Auflagerung von Assilinengrünsand auf Seewerkalk (Walensee). Echte Basiskonglomerate sind nur an wenigen Stellen angedeutet, wie z. B. als Füllung vermutlich vormitteleocäner Verwerfungen oder Löcher in Schrattenkalk am Vierwaldstättersee (Sisikon-Axendecke nach Alb. Heim; Beckenried nach Buxtorf, Erläuterungen zur Karte Rigihochfluh 1916 und Eclogae 1918).

Nach NW wird umgekehrt die Lücke immer größer. Vom Tödi über die Windgälle und bis über die Aare hinaus am N-Rand des Aar-M. liegen jüngere Nummu-

litenschichten auf Malmkalk. Gegen diese Zone, die am längsten Festland blieb, drang das transgredierende Eocänmeer von der Alpeninnenseite gegen NW vor. Auf die Zone I des transgressiven Lutétien folgt die Zone II des transgressiven Auversien, dann die Zone III des transgressiven Bartonien.

Die Transgressionsgrenzen verlaufen im ganzen SW schief über die Falten hinweg, wie in Taf. XV A schematisch dargestellt ist. In der Ostschweiz verlaufen auch schon die NW-Grenzen der Kreideschichten an der eocänen Transgression im großen und ganzen in dieser Richtung. Die der Transgression vorangehende Trockenlegung erfolgte also bereits nicht mehr nach kretazischen, sondern nach eocänen Richtlinien.

In geometrischem Sinne ist die Diskontinuität eine symmetrische Bi-Paenakkordanz. Von SE nach NW stoßen die Schichtgrenzen der mesozoischen Schichtreihe von unten her wie diejenigen der eocänen Schichtreihe von oben her schwach diskordant, im einzelnen Aufschluß anscheinend konkordant an der Diskontinuitätsfläche ab. Am schönsten ist diese Erscheinung am Kistenpaß zu sehen, wo die Kreideschichten vom Eocän unter einem Winkel von etwa 1° abgeschnitten werden (Fig. 90, 97).

## Faziesveränderungen im Eocän.

Folgen wir irgendeiner tektonischen Zone von WSW nach ENE, so begegnen wir der gleichen Stufenleiter der Transgressionen, wie wenn wir im abgewickelten Querprofil von NW nach SE fortschreiten (Taf. XV A); dies gilt aber auch für die Faziesveränderungen.

Folgen wir z. B. dem Aarmassivrand von WSW nach ENE, so finden wir 1. das Oligocän transgressiv, 2. das Bartonien transgressiv in Form von Lithothamnienkalk und Sandstein, 3. das Auversien transgressiv in Form von Sandstein, während Lithothamnienkalk und Sandstein des Bartonien in Globigerinenschiefer übergegangen sind, 4. das Lutétien transgressiv, wobei schließlich beide jüngeren Stufen in Globigerinenmergel übergehen.

Folgen wir dem Stirnrand der Wildhorn-Säntisdecke, so begegnen wir 1. am Oldenhorn und Klein-Hörnli dem transgressiven Bartonien in Form von Lithothamnienkalk, 2. dem transgressiven Hohgantsandstein des Auversien, der am Sigriswilergrat noch vom Lithothamnienkalk überlagert wird, aber gegen den Pilatus, wo das Lutétien eingesetzt hat, durch Sandstein in die Globigerinenschiefer übergeht; 3. am Mattstock und Säntis-N-Rand, wo der Assilinengrünsand des Lutétien transgrediert, haben sich nicht nur Diablerets- und Hohgantschichten, sondern anscheinend auch der obere sandig-kalkige Teil der Bürgenschichten in Globigerinenmergel aufgelöst.

Die Figuren 92, 93, 95 u. 97 zeigen, daß die gleichen Erscheinungen sich in den abgewickelten Querprofilen wiederholen. Wir erkennen daraus, daß parallel den Transgressionsgrenzen auch die Isopen in SW-Richtung verlaufen und die tektonischen WSW-Linien schief überschreiten (Taf. XV A).

## Bemerkungen über die helvetischen Nummulitiden.

Seit langem war bekannt, daß sich fast immer eine kleine Form mit großer Zentralkammer neben einer großen mit mikroskopisch kleiner Zentralkammer von sonst

ähnlichem Bau vorfindet, die mit verschiedenen Namen belegt wurden. Erst gegen Ende des vorigen Jahrhunderts haben die Zoologen Lister und Schaudinn an der lebenden Polystomella die Entdeckung eines Generationswechsels gemacht: die kleine megasphärische Generation (A) pflanzt sich mittels ausschwärmender Flagellosporen geschlechtlich fort; die daraus hervorgehende große mikrosphärische Generation (B) liefert unter Zerfallteilung Pseudopodiosporen, aus welchen wieder die meist viel individuenreichere, megasphärische Generation hervorgeht. Dieser Dimorphismus, und dazu noch die Variabilität der Formen und die Mangelhaftigkeit der ersten Beschreibungen, hat Verwirrung in der Nomenklatur hervorgerufen, die für manche Arten trotz der neuen Arbeiten von H. Douvillé und J. Boussac noch nicht endgültig abgeklärt ist.

Die wichtigsten Großforaminiferen des helvetischen Eocän sind folgende (Taf. XV):

### Lutétien.

Nummulina complanata Lam. B (syn.: N. mille-caput in Boussac B, N. helvetica Kaufmann A); der größte Nummulit, mit bis 90 mm Durchmesser (Bürgenstock, Kistenpaß usw.), massenhaft, oft gesteinsbildend (Taf. XV, Fig. 2).

N. distans Desh. B (N. Tchihatcheffi A.)

N. irregularis Desh. B (N. subirregularis A.)

N. Murchisoni Brunner B (N. Heeri A) im ursprünglich südöstlichsten Gebiet.

N. atacica Leym. B (N. Guettardi A), besonders in den Blattengratschichten.

N. aturica B (N. Rouaulti A), syn. N. perforata auct., N.

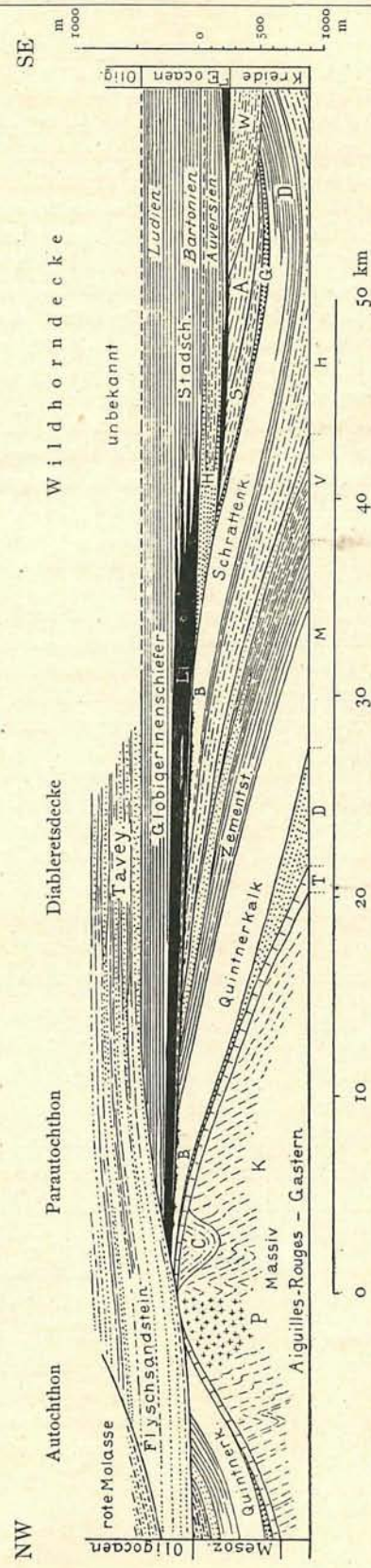



Fig. 97. Schematische Darstellung des transgressiven Eogen und der liegenden Schichtfolgen, vor der alpinen Faltung, gezeichnet von Arn. Heim.

K = Kristalline Schiefer; P = Porphyr, Granit; C = Carbon; T = Trias, transgressiv; D = Dogger, transgressiv; M = Malm; V = Valangien s. l.; h = Hauterivien, Kieselkalk; D = Drusbergschichten, Barrémien, übergehend in Schrattenkalk; G = Gault, Gargasien und Albien; S = Seewerschichten, Cenoman-Turon; A = Amdenerschichten, Senon; W = Wangschichten, transgressiv; B = Siderolithische Festlandbildungen, Bohnerz; L = Bürgenschichten, Lutétien (schwarz), transgressiv; H = Hohgantschichten, Auversien; Li = Lithothamnienkalk mit Sandstein und Cerithienschichten, (letztere gestrichelt in schwarz), Diablerétsschichten, Bartonien.

aturica var. uranensis oder N. uroniensis, massenhaft in den Bürgenschichten der Bürgenfazies.

N. gallensis Heim, nach Boussac synonim mit der früher nur in seltenen Exemplaren bekannten N. Partschi B = Oosteri A de la Harpe (?), syn. N. granifer Douv. 1919; massenhaft, gesteinbildend in den Nummulitenkalken des Flibaches, Einsiedeln usw.

N. laevigata, die bekannte Art des Pariser Grobkalkes, am Kressenberg in Bayern (Zone von Einsiedeln) die häufigste Art, ist bisher in den Schweizeralpen unbekannt.

Assilina exponens Sow. B (A. mamillata A), massenhaft in den Bürgenschichten, besonders im Assilinengrünsand (Taf. XV, Fig. 1).

A. granulosa d'Arch. B (A. Leymeriei A), nach Boussac identisch mit A. exponens, in den Schweizeralpen aber stets von anderem Querschnitt und in Kalkfazies, oft gesteinsbildend, nie im Assilinengrünsand (Taf. XV, Fig. 2). Am häufigsten ist eine kleine Varietät von 8—10 mm D. (Einsiedeln, Flibach, Wildhaus usw.).

Operculina in verschiedenen Arten, meist vereinzelt.

Heterostegina helvetica Kaufm., vereinzelt.

Orthophragmina (Discocyclina) discus Rüt., der größte helvetische Orbitoid, bis 50 mm D., massenhaft in den Bürgenschichten (Assilinengrünsand) und in den Hohgantschichten.

O. Pratti Mich., O. Archiaci Schlumb. und O. Sella d'Arch., häufig in Nummulitenkalken von Einsiedeln, Flibach, Wildhaus.

Ripidocyclina, Asterocyclina, Actinocyclina, Nodocyclina, vereinzelt.

Auversien.

N. incrassata de la H. (nach Boussac syn.: N. vasca B = N. Boucheri A); häufig in den Hohgant- und Diableretsschichten, aber auch schon vereinzelt in den Bürgenschichten (Pilatus).

N. striata Brug. A (N. contorta B) in den Hohgantschichten.

N. Brongniarti d'Arch. et H. B, von Boussac in den Hohgantschiefern am Schimberg, in der Wildhorngruppe und am Chamossaire nachgewiesen.

O. discus Rüt. häufig.

Bartonien.

N. Fabianii Prever B, in den Diableretsschichten verbreitet, zuerst von Boussac nachgewiesen und abgebildet 1911.

N. Chavannesi de la H. in den Diableretsschichten der Morcles-Decke.

Kleine Orthophragminen.

In den Bürgenschichten treten die großen Nummulitiden wie mit einem Schlage zu Millionen auf, so daß sich das Gestein im Dünnschliff neben Kalkalgen und kalkig-grünsandigem Bindemittel oft ausschließlich aus Nummulitiden in allen Altersstadien zusammengesetzt erweist. Oft aber auch sucht man wieder vergeblich nach solchen, wo man sie erwarten sollte. Im Assilinengrünsand sind oft nesterartige oder schwarmweise Anhäufungen vorhanden. Die Kalke mit großen Nummuliten sind bezeichnend für Lutétien, allein manchmal sind die gleichen Arten in beiden Generationen winzig klein geblieben, ohne daß hierfür eine Ursache bekannt wäre (Fidersberg bei Iberg, Unterwasser im Toggenburg). Insbesondere betrifft dies N. Murchisoni und A. granulosa. Man muß also in der Diagnose der „Kalke mit kleinen Nummuliten" vorsichtig sein. Vielfach sind die Nummuliten zerbrochen und häufig von Parasiten durchlöchert. Fast überall findet man im Lutétien die auf dem Querschnitt leicht kennbaren Assilinen, die in den jüngeren Stufen verschwunden sind (Taf. XV Fig. 1). In größere Meertiefen haben sich nur A. exponens und O. discus herabgelassen.

Erläuterung zu Tafel XV.

Fig. 1. Assilinengrünsand (Lutétien) von Seewen-Schwyz, polierte Fläche. Links drei ganze Querschnitte (hell) von Assilina exponens Sow. B und oben ein halber Medianschnitt der ent-

sprechenden megasphärischen Generation. Schwarzer Querschnitt rechts Orthophragmina discus Rütim. B. Oben rechts Querschnitt der entsprechenden megasphärischen Generation A. Aus der kalkigen Grundmasse des Gesteines treten dunkle Glaukonitkörnchen und helle Calcit- und Quarzkörnchen hervor. Dreifach vergrößert nach Arn. Heim.

Fig. 2. Nummulitenkalk (Lutétien) von Steinbach bei Einsiedeln, zoogen, größtenteils aus Nummuliten gebildet, angewitterte Gesteinsoberfläche. In der Mitte zwei große ganze Querschnitte von Nummulina complanata Lam. B., dazwischen und rechts Querschnitte von Assilina granulosa d'Arch. B, links unten Nummulina gallensis Heim B, und massenhaft kleine megasphärische Nummuliten. Zweimal vergrößert nach Arn. Heim.

## Oligocän.

Das helvetische Oligocän ist auf das autochthon-parautochthone Gebirge und auf die unteren Decken der Westschweiz beschränkt, dagegen unbekannt in der Glarner-, Mürtschen-, Axen-, Säntis-Wildhorndecke und dem ultrahelvetischen Flyschgebiet. Am schönsten entwickelt ist diese Abteilung im autochthonen Gebiet des Schächentals, wo sich folgende Gliederung erkennen läßt: 1. Taveyannazsandstein 100—300 m, 2. Altdorfersandstein 1000—1500 m, 3. Gruontalkonglomerat 200 bis 300 m. Allein diese Abteilungen sind durch mannigfache vertikale und horizontale Übergänge miteinander verknüpft. Auch wegen raschen Wechsels von Sandstein- und Schieferfazies, sowie der Fossilarmut, ist es nicht gelungen, eine regionale Gliederung dieser gewaltigen Abteilung durchzuführen.

### Taveyannazsandstein.

Die obereocänen Globigerinenschiefer werden mit scharfer Grenze von einem äußerst druckfesten, harten, zähen, feinkörnigen, grünlichen Sandstein überlagert, der durch seine erbsengroßen helleren rundlichen Flecken auf der angewitterten Oberfläche leicht erkenntlich ist (grès moucheté) und nach der Alp Taveyannaz am W-Fuß der Diablerets benannt wird. Manchmal bildet dieses Gestein massige Felswände (Kammerstock, Scheerhorn, Blinzi, N. Windgälle, Diablerets); meist ist der Sandstein bankig mit Zwischenlagen von Tonschiefer, oder er geht seitlich oder nach oben allmählich über in gewöhnlichen Quarzsandstein, Flyschsandstein mit Glimmerblättchen oder Altdorfersandstein (Windgällengruppe).

Schon seit bald 100 Jahren beschäftigen sich die Geologen mit der Struktur und Herkunft des rätselhaften Taveyannazgesteins. B. Studer, Rütimeyer und Kaufmann fanden an Stelle der hellen Flecken oder auf Klüften schöne sternförmige, seidenglänzende Kriställchen von Laumontit (Zeolith). Nach Baltzer und Schmidt (1888) sind reichlich Fragmente von Plagioklasen, seltener Orthoklas, häufig Augit in chloritischer Grundmasse, Hornblende und Quarz vorhanden, was auf Quarzdiabas mit diabasischen Tuffen hindeuten würde. Duparc und Ritter nennen aus Savoyen reichlich gerollte Fragmente von Andesiten, Labradoriten, Graniten, Pegmatiten, Amphiboliten, auch von Kreidekalken und Nummulitenkalk. Bei Thone (Frankreich) fand Douxami kleine Geröllchen von grünem und rotem Jaspis, Boussac von Gneis. Kleine Stücke von Tonschiefer sind nicht selten (W. Staub). Boussac hält das Taveyannazgestein für einen von S her angeschwemmten Detritus von Gneis und Grünsteinen. Lugeon vermutet umgekehrt die Herkunft aus dioritischen Narben nördlich unter der Molasse. Die häufige

Wechsellagerung und auch Mischung („unechtes" Taveyannazgestein) mit gewöhnlichen Flyschsandsteinen und das allmähliche Abnehmen in verschiedenen Richtungen wird durch dioritischen Aschenregen über Land und Meer am besten erklärt (A. Baltzer, C. Schmidt, Alb. Heim u. a.). Von den vicentinischen Eruptionen läßt sich das Material nicht herleiten, weil dem Taveyannazgestein die dort reichlichen Olivine fehlen; ebensowenig von den Ophiolithen der Bündnerschiefer, weil diese älter sind. Nach einem noch nicht veröffentlichten Vortrag von Rud. Staub in der Geol. Ges. Zürich stammt das Taveyannazmaterial von den vulkanischen Vorläufern der Intrusion des Bergellermassivs. Neue Analysen zeigen in der Tat verblüffende Übereinstimmung mit Bergeller Tonaliten.

Verbreitung. Im Autochthonen als Bänke im Dachschiefer von Alp Vindels bei Vättis, im Weißtannental (Tolwinski), im Linthgebiet bei Elm, Durnachtal, Muttensee, Kammerstock 100—300 m, im Schächental, vom Scheerhorn bis Belmeten. Parautochthon: Wageten am Alpenrand (Oberholzer), Hohfaulendecke in der Windgällengruppe, W-Fuß des Titlis, bei Rosenlaui. Morclesdecke nur im südöstlichsten Teil an der Lizerne bei Ardon (Lugeon). Diablerets-decke in verschleppten Fetzen auf der N-Seite des Sigriswilergrates, bei Merligen am Thunersee (Beck) und im Kandertal (Adrian); ferner südlich des Trubelnstocks (Lugeon) und in größter Ausdehnung und Mächtigkeit (500—600 m) gehäuft an der Stirn der Diablerets bei Taveyannaz und Creux du Champ, sowie weiter östlich als Fenster im Oldental und bei Gsteig.

Der Taveyannazsandstein ist somit im E bezeichnend für das autochthone Gebirge, während er zwischen Thunersee und Rhone ein Charakteristikum der Diableretsdecke bildet. Die Taveyannazzone verläuft also abgewickelt gegen SW und weicht wie die eocänen Isopen vom Faltenstreichen südlich ab.

Fossilien gehören zu den Seltenheiten. Von Dallen- und Tanzbodenfluh in der subalpinen Flyschzone NE des Thunersees werden aus tonigen und kohligen Zwischenlagen in verschürftem Taveyannazsandstein erwähnt: Fischzähne (Sphenodus Picteti), einige Mollusken (Chemnitzia Seesoni, Turbo Hoffmanni, Lithophagus faba, Anomia Motilleti, A. Favrei u. a) und eingeschwemmte, von Heer beschriebene Landpflanzen (Sequoia Sternbergi, Cyperacites Dallensis, Quercus myrtilloides, Banksia helvetica, Acacia Meyrati, Phyllites strangulatus, Equisetites Münsteri, vergl. Beck, „Beiträge" 1911).

Altdorfersandstein, Flyschsandstein.

Bei Altdorf (Uri) wird das Oligocän vorwiegend durch einen kompakten, grobbankigen, klingend harten und zähen, fein- bis grobkörnigen oder fein konglomeratischen Quarzsandstein gebildet, der als Altdorfersandstein bezeichnet wird. Er enthält Körner von frischem Feldspat und milchigem Quarz, ist inwendig blaugrau, außen braun oder schwarzfleckig und bildet die düsteren, wegen Steinschlag gefürchteten Abhänge des Bannwaldes E ob Altdorf und der gegenüberliegenden Berge. Im unteren Teil, z. B. bei Flüelen, enthält der Altdorfersandstein auch Einlagerungen von Tonschiefer und gewöhnliche glimmerreiche Flyschsandsteine, wie sie vom Rhein bis nach Savoien allgemein im oligocänen Flysch verbreitet sind.

In gewaltiger Masse und in tektonisch gleicher Lage wie bei Altdorf findet man diese glimmerreichen bankigen, teilweise grobkörnigen Sandsteine mit Schieferlagen auf der N-Seite der Dents du Midi, von Mex (1100 m) bis zum Gipfel der Dent de Valère (2275 m), während 5 km nördlich davon, westlich Massongex, unter der roten Molasse nur noch etwa 200 m erhalten geblieben sind. Noch weiter nördlich muß in der Tiefe der Flyschsandstein zwischen Kreide und Molasse primär auskeilen. Auch im Linthgebiet sind die autochthonen Flyschsandsteine und Schiefer mächtig entwickelt und dabei kompliziert gefaltet (J. Oberholzer und Alb. Heim, Geol. Karte der Glarneralpen 1 : 50 000).

Dent de Valère, Altdorf und Sernftal auf der N-Seite der autochthonen Massive sind die drei großen helvetisch-autochthonen Zentren unteroligocäner Ablagerungen.

### Die Dachschiefer.

Schon seit der Römerzeit wurden die schwarzen Tonschiefer bei Matt und Engi (Plattenberg) im Sernftal gebrochen und seit dem 16. Jahrhundert als „Glarnerschiefer" zur Bedeckung von Dächern sowie für Schreibtafeln und in größeren Platten für Tische und andere Zwecke massenhaft verwendet.

Schon die ersten Alpengeologen haben sich mit diesen Dachschiefern wegen ihrer zahlreichen Fischskelette beschäftigt. J. J. Scheuchzer hat sie gesammelt, Agassiz hat sie in seinen „Recherches sur les poissons fossiles" 1833—1843 beschrieben, Alex. Wettstein in bezug auf die von Alb. Heim zuerst erkannte mechanische Deformation an Hand eines großen Materials revidiert (Abhandl. Schw. paläont. Ges. 1886 mit vielen photogr. Abbildungen). Die schweizerischen Museen enthalten etwa 3500 Stück, wovon etwa 500 gut erhalten sind.

Bei Matt und Engi (Sernftal Kt. Glarus) fallen die „Fischschiefer" beiderseits des Quertales mit 30—40° SSE. Sie sind keine Druckschiefer, sondern dünne Schichten, vielleicht Jahresschichten mit je einer dunkleren weichen und einer etwas helleren härteren Seite. Im ergiebigen Hauptbruch liegt die Härte oben. Die Dicke der Platten ist von Natur gegeben. Die Fischskelette enthalten noch die Knochensubstanz. Sie liegen gewöhnlich etwas in der Schicht mit einer dünnen Schieferlage überdeckt, sind aber im Positiv wie im Abdruck dann am schönsten, wenn sie auf der Trennungsfläche zweier Platten liegen. Fischschuppen sind nicht erhalten. (Über die Deformation der Skelette — Streckung im „Faser" vergl. Bd. 2 S. 87 u. Fig. 34 u. 35; ferner Alb. Heim, „Mechanismus" II, S. 66.)

Alex. Wettstein zählt 29 Arten in 22 Gattungen. Am häufigsten (Sammlung Zürich allein 150 Individuen) ist der Silberbandfisch Lepidopus glaronensis, sodann ein Schnabelfisch Palaeorhynchus glaronensis und die Familie der Heringe, vertreten durch die Gattung Clupea und die Untergattung Meletta. Dazu kommen weitere Gattungen: Acanthopleurus, Nemopherix, Acanus, Hemirhynchus, Palimphyes, Fistularia u. a. Als einzige Nichtfische sind gefunden worden zwei Meerschiltkröten (Chelonia) und zwei Vogelskelette (Protornis). Schon O. Heer und sodann A. Wettstein kommen durch den Vergleich mit den nächsten lebenden Verwandten auf tropisches und subtropisches Klima, und der letztere stellt zugleich fest, daß die Fische pelagische oder Tiefmeerformen sind.

Vom Sernftal setzen sich die autochthonen Dachschiefer unter der Überschiebungsbrücke des Foopasses nach E ins Taminatal fort, wo sie nach Tolwinski mit Taveyannazsandsteinbänken wechsellagern (Alp Vindels). Westlich des Sernftals kommen sie unter der Verrucanodecke des Kärpf wieder im Linthtal zum Vorschein, wo sie ob Diesbach gebrochen werden und dort ziemlich viele „Fischplatten" geliefert haben. Westlich der Überschiebung am Klausenpaß erscheinen sie wieder im Schächental. Dort nehmen sie auch bedeutenden Anteil am tiefsten

parautochthonen Schubfetzen des Hohfaulen, setzen mit 50—100 m Mächtigkeit über dem ersten 70—150 m mächtigen Komplex von Taveyannazsandstein ein und wechsellagern mehrfach mit höheren Massen von Taveyannaz- und Altdorfersandstein (Burg, Blinzi). Früher wurden auch der autochthone Dachschiefer bei Attinghausen an der Reuß und der Dachschiefer auf der Fürrenalp bei Engelberg (1880 m) ausgebeutet und an beiden Stellen die typischen marinen Glarnerfische gefunden. Feinwellige Rippelmarken sind bei Engi wie bei Engelberg häufig.

Agassiz hatte die Glarner Fischschiefer in die Kreide gestellt. Die drei in größter Individuenzahl vertretenen Gattungen im Glarner Dachschiefer finden sich zum Teil in gleichen Arten von Frankreich durch Elsaß, dem ganzen Nordrand der Alpen entlang bis in die Karpathen und stets in mittel- und oberoligocänen Schichten. Wenn auch aus Mangel an exakten Vergleichen eine schärfere Altersbestimmung noch nicht möglich war, ergab sich für Wettstein oligocänes Alter. A. Rothpletz und später E. Haug bestätigten dies, während zuletzt Boussac sie ins Priabonien zurückversetzte. Die Dachschiefer mit ihren Sandsteinbänken und dem Taveyannazsandstein bilden zusammen einen einheitlichen Komplex und können nicht älter sein als das Taveyannazgestein an dessen Basis.

### Das Gruontalkonglomerat.

In der gewaltigen Masse des Altdorfersandsteins sind im Gruontal und am Eggberge bei Flüelen Relikte eines 200—300 m mächtigen Sandsteins mit Bänken und unregelmäßigen Schmitzen eines polygenen Konglomerates erhalten geblieben. Nach Alb. Heim („Beiträge" 1891), Ch. Sarasin (N. Jahrb. f. Min. 1893) und J. Boussac (1912) bestehen die bis 20 m großen Gerölle aus den gleichen Bestandteilen wie der Sandstein: Zweiglimmergranit, Muscovitgneis, grünliche verwitterte Eruptivgesteine, Milchquarz, schwarzer Quarzit (Lias?), sandiger und kristalliner Kalk, Sandstein, Mergelschiefer. Die genannten kristallinen Gesteine sind unbekannt im Aar-M., dessen jüngste Bedeckung das Gruontalkonglomerat bildet; wohl aber findet man ähnliche Gesteine in den penninischen Decken und im Piemont. Auf die gleiche Herkunft weist nach Boussac ein von ihm gefundenes und abgebildetes Gerölle von Nummulitenkalk des Lutétien, in dem neben den bekannten Großnummuliten auch Alveolina elongata auftritt, eine Art, die sonst nirgends aus der helvetischen, wohl aber aus der dinarischen Zone bekannt ist. Außerdem werden aber auch noch vereinzelt Gerölle von helvetischem Quintnerkalk (?) und Seewerkalk (?) erwähnt.

### Die rote Molasse.

Die jüngste Formation der helvetischen Alpen ist die rote Molasse, welche einzig an der Rhone bei Monthey und im unteren Teile des Val d'Illiez am autochthonen N-Rand der helvetischen Alpen vorkommt, 13 km innerhalb der entsprechenden Molasse von Bouveret und Vevey am Alpenrand. Sie scheint den Flysch leicht diskordant zu überlagern (Näheres in Bd. 1 S. 437, Bd. 2 S. 154 und Taf. XXI Prof. 14).

## Die oligocäne Transgression.

Soweit bis jetzt bekannt, ist die Grenze der eocänen Globigerinenschiefer gegen die Taveyannazgruppe überall scharf. Im parautochthonen Fetzen des Hohfaulen

nördlich der Windgälle liegt der Taveyannazsandstein unmittelbar auf Sandkalk mit N. complanata des Lutétien. Bei Schattdorf im benachbarten Autochthonen transgrediert unechter Taveyannaz- oder Altdorfersandstein auf Quintnerkalk (Karte von W. Staub). Von Kandersteg bis Oeschinen in der Gellihorndecke (= Diablerets) hat H. Adrian (Eclogae 1915) sogar eine deutliche Diskordanztransgression nachgewiesen, derart, daß der Taveyannazsandstein im N (Birre) auf Lithothamnienkalk des Bartonien, auf der S-Seite des Zahlerhorns auf Oehrlikalk und Zementsteinschichten und bei Oberöschinen sogar auf Quintnerkalk zu liegen kommt (Taf. XX Prof. 9). Noch weiter nordwestlich im abgewickelten Profil hingegen, an der Stirn der Wildhorndecke, ist das Eocän wieder bis zum Lithothamnienkalk oder Stadschiefer erhalten geblieben. Es handelt sich also um eine schmale, voroligocäne Denudationszone von einigen Kilometern Breite. Sie setzt sich nach SW fort am Zayettazhorn, reicht also wenigstens 25 km weit.

Am klarsten liegt die oligocäne Transgression auf der W-Seite der Rhone zutage. Bei St. Maurice transgrediert der Flyschsandstein auf Hauterivien, weiter südlich bei Mex auf Oehrlikalk und Malm, SW Mex, (Fig. 72) bei Salanfe auf Trias, nach Renevier ebenso an den Dents de Morcles, sogar ein Stück weit auf Porphyr. Es scheint also, daß das Aiguilles Rouges-M. (Salantin) zu Ende der Eocänzeit einen Inselrücken in dem ausgedehnten Meer bildete. Windgälle, ferner Kandersteg auf den südlichen Teil des Aar-M. versetzt gedacht, und Gastern — Dents de Morcles—Salantin waren Inselrücken, die der Denudation vor Ablagerung des transgredierenden Oligocänmeeres ausgesetzt waren (Fig. 97).

Auffüllung und Emersion des helvetischen Tertiärbeckens.

Bei Altdorf haben wir ein Zentrum gewaltiger Sandsteinbildung mit Konglomeratlagen und Geröllen aus dem ferneren Süden kennen gelernt. Zur Zeit ihrer Bildung mußte also das südliche helvetische Gebiet bereits Festland geworden sein. Dann wurde aber mit der von S fortschreitenden Alpenstauung das Anschwemmungsgebiet selbst trocken gehoben und der von N angreifenden Erosion ausgesetzt. Die diskordante Überschiebung von weichem Wildflysch auf den harten Altdorfersandstein mit Konglomeraten (Taf. XIX Prof. 4) und das Auskeilen des Oligocän bei Engelberg kann dieser Erosion zugeschrieben werden.

## Die verschürften Flyschmassen.

Wir haben uns bis jetzt ausschließlich mit denjenigen Eogenbildungen beschäftigt, die dem autochthonen oder dem überschobenen Mesozoikum der helvetischen Decken normal aufliegen. Die größte Ausdehnung und Mächtigkeit im helvetischen Alpengebiet nehmen aber Flyschmassen mit Nummulitenkalken und mesozoischen Fetzen ein, die von ihrer älteren mesozoischen Unterlage abgetrennt und passiv nach N verschleppt sind. Die bedeutendsten, insbesondere der Wildflysch, sind nach ihrer Lagerung von südlicherer Herkunft als die Säntis-Wildhorn-Decke, aber von nördlicherer als die penninische Niesendecke.

Zu den verschürften Flyschmassen gehören diejenigen der „Zone interne“ und „Zone externe des Préalpes“, der subalpine Flysch am N-Saum der Alpen auf der Mo-

lasse, zum Teil die Flyschmassen in der Synklinalzone Habkern-Wildhaus und der Wildflysch unter der Glarnerdecke.

Ein großer Teil dieser verschürften Flyschmassen hat den Charakter des Wildflyschs. Der typische Wildflysch besteht aus dunkeln, meist verworren zerknitterten und glimmerreichen Mergelschiefern mit eingelagerten Bänken und Fragmenten von Sandsteinen, Quarziten, Kalken, Breccien, Konglomeraten und exotischen kristallinen Blöcken. Dazu gesellen sich oft eingeknetet tektonische Schürflinge mesozoischer und eocäner Gesteine verschiedenster Größe. Man sollte diese letzteren nicht, wie es bisher oft geschehen ist, mit den exotischen, primär dem Wildflysch angehörigen Blöcken zusammenwerfen. Besonders charakteristisch sind polygene grüne Breccien mit Quarz, Feldspäten, Glaukonit und gelben Dolomitfragmenten, oft auch Bruchstücken von Granit, Gneis, sowie grüne, fettglänzende Quarzite („Ölquarzite"), die beide hie und da in Bänken und Linsen, meist aber in Blöcken auftreten. Im Kandertal, bei Habkern, besonders aber im Gebiet von Amden und Wildhaus enthält der Wildflysch auch rote und grüne Mergel vom Aussehen der Quartenschiefer, die häufig Blöcke der oben genannten Gesteine einschließen (Arnold Heim, „Beiträge" 1910).

„Zone interne des Préalpes."

Die Flyschmassen der „Zone interne" oder „Zone des cols" (Sattelzone) zwischen Rhone und Aare sind mit dem zugehörigen Mesozoikum derart verschuppt und verknetet, daß sie, wo mangelhaft aufgeschlossen, oft schwer von ähnlichen Sandstein und Mergelbildungen von Lias, Dogger, Oxfordien zu unterscheiden sind.

Östlich der Rhone begegnet man zwischen dem Eocänschiefer (Stadschiefer) an der Stirn der Morclesdecke und dem eingewickelten Malm und „Néocomien à Céphalopodes" der Plaine - Morte - Bonvin - Decke einem Komplex von Wildflysch. Besonders schön ist er aufgeschlossen am SW-Fuß der Argentine östlich Bex (Les Plans): zerknitterte und dunkle Schiefer mit kleineren und größeren Linsen von seewerartigem Kalk und grobkörnigem Sandstein sowie einzelnen Blöcken von polygener Breccie. Dieser Wildflysch ist bis zum Zirkus von Derborance zwischen Morcles- und Diableretsdecke eingewickelt, wo Lugeon exotische Blöcke von Granit, Gneis, Glimmerschiefer und grünem Quarzit darin fand.

Vom Gebiet des Chamossaire beschreibt Renevier Fukoidenschiefer mit eingelagertem Sandstein und kristallinen Breccien, in denen de la Harpe N. complanata und N. aturica, Ch. Sarasin (Archives Genève 1915) an der Gryonne auch Lithothamnienkalke mit O. und N. Brogniarti fand.

Zwischen Gsteig und Frutigen besteht das Tertiär nach Rössinger aus einem bunten tektonischen Flyschgemenge: Mergel mit Chondriten und Helminthoiden und glimmerhaltigen Sandsteinbänken, die gelegentlich Lithothamnien, kleine N. und O. enthalten, sowie polygenen Breccien aus kristallinen Fragmenten bis zu Faustgröße neben solchen von Trias und Jura, auch Plättchen von Kalk und Kalkbreccie in schwarzen Blättermergeln. Am Hahnenmoospaß liegt Wildflysch auf Wangschichten,

aber auch zwischen Schuppen von Trias, Lias, Dogger. Er setzt sich fort nach Adelboden, wo Bernet 1908 in polygenen Konglomeraten Gerölle von Malmkalk zu erkennen glaubt. Weiter findet man typischen Wildflysch im Kandergebiet, eingewickelt zwischen Diablerets- und Wildhorndecke (Adrian 1915). Am Rengg-Grat ist der Wildflysch mit Kreide (Leimernschichten) verknüpft und enthält einen Block von Trias-Rauhwacke.

„Zone externe des Préalpes."

In gewaltiger Mächtigkeit bildet der Flysch der Zone externe oder Zone bordière einen Bogen zwischen Montreux und Thun. Im südwestlichen Teil (Corbettes, Niremont) besteht er aus feinglimmersandigen Mergelschiefern, oft mit Rippelmarken und Sandsteinbänken, ohne exotische Blöcke. An der Veveyse sind schwarze und grüne Mergel mit Sandstein- und Kalkbänken, sowie kreideartigen, flaserigen Kalken in verworrener Fältelung aufgeschlossen — Wildflysch, dem zwar hier die exotischen Blöcke fehlen. Solche trifft man aber an der Berra und am Gurnigel, sowohl einzeln im Flyschschiefer als auch mit polygenen Breccien oder Konglomeraten zusammen, insbesondere Granitblöcke bis zu 30 $m^3$ Inhalt. Chondriten, Cylindrites, Helminthoiden sind häufig (Gilliéron in „Beiträge" 1885).

Am NE-Ende des Bifé liegt Wildflysch mit Glimmersandstein anscheinend normal auf Senonmergeln. Im randlichen Flyschrücken nördlich des Bifé bei La Chablex hat Gilliéron („Beiträge" 1873) ein merkwürdiges Vorkommnis von Nummulitengestein entdeckt: eine 15—20 m mächtige Granitbreccie mit bis über kopfgroßen Graniteinschlüssen und Kalkgrundmasse aus Fragmenten von Lithothamnien, Nummulinen und Orthophragminen, die auf Lutétien deuten. Dieses Eocän ruht auf Seewerkalk und bildet mit diesem zusammen einen Schürfling im Flysch, gibt also über das Alter des Flysch der Berra keinen Aufschluß (Arn. Heim, Mont Bifé, Vierteljahrsschr. N. G. Zürich 1920).

Nördlich vom Schwarzsee hat der Flysch nicht mehr Wildflyschcharakter, sondern besteht aus regelmäßigen Bänken von Sandstein in Mergeln von großer Mächtigkeit. Von Nummuliten ist in dieser Gegend einzig N. Partschi bekannt (de la Harpe).

Für den Gurnigel (Taf. XX Prof. 9) sind die kompakten Massen des „Gurnigelsandstein" (B. Studer) bezeichnend. Sie scheinen den Wildflysch stratigraphischzu überlagern und dem obereocänen Schlierensandstein zu entsprechen (Buxtorf).

Die subalpine Flyschzone vom Thunersee bis Rhein.

Zwischen der überschobenen Kreidemasse der Säntis-Wildhorn-Decke und der Molasse, auf diese diskordant überschoben, schaltet sich eine Flyschzone ein, aus der seit den klassischen Arbeiten von Kaufmann „exotische" Schürflinge, sogen. „Klippen" von Trias, Lias, Malm und Kreide, sowie auch Wildflysch mit eigentlichen exotischen Blöcken bekannt sind. Daß es sich um die tektonische Fortsetzung der Zone externe handelt, die hier von der Wildhorndecke überholt und eingewickelt wurde, wird heute nicht mehr bezweifelt. Fraglich ist hingegen, ob auch noch Teile der „Klippendecke" inbegriffen sind. Sicher

enthält der subalpine Flysch auch noch oligocäne Schürflinge tieferer helvetischer Decken, wie z. B. die verschiedenen Vorkommnisse von Taveyannazsandstein der Diableretsdecke auf der NW-Seite des Sigriswilergrates und an der großen Emme.

Von besonderem Interesse sind die Vorkommnisse von Nummulitenkalken. An der Thoregg nördlich der Schrattenfluh ist ein grob brecciöser, 20 m dicker Nummulitenkalk mit Heterostegina helvetica und Asterocyclina asteriscus, O., N. variolaria (Bartonien ?) vom Typus Sigriswilergrat anscheinend stratigraphisch in Mergelschiefer eingelagert. Von größtem Interesse ist das von Schider („Beiträge" 1913) gegebene, SE fallende Profil der Alp Groß-Imberg, von unten:

1. „Flyschmergel" (wohl Leistmergel), 2. 75 m Wangschichten, 3. 15 m Nummulitenkalk mit N. complanata, 4. harter Sandstein, 5. „Flyschmergel" (wohl Stadschiefer), darauf überschoben Valangienkalk der Säntis-Wildhorn-Decke.

Am Kemmerlikopf sind neben N. complanata auch Lithothamnien vorhanden, und auf Kurzenhütten bildet der Nummulitenkalk (mit Alveolinen) eine 30 m hohe, massige, helle Felswand. Deuten wir die Schichtfolge von Groß-Imberg als normal, so springt die stratigraphische Übereinstimmung mit Iberg-Fidersberg im Drusberggebiet in die Augen. Schider hat nachweisen können, daß diese unter die Schrattenfluh einfallenden neritischen Nummulitenkalke des Lutétien normal auf den Wangschichten liegen. Andererseits steht fest, daß die Wangschichten ausschließlich der südöstlichsten helvetischen Fazieszone (südöstlich der Drusberg-Dreispitz-Faltenstirn) angehören. Damit ist die Einwicklung der subalpinen Flyschzone unter die Schrattenfluh festgestellt.

Schöne Aufschlüsse im subalpinen Flysch findet man wieder zwischen Rigi (Molasse) und Rigihochfluhkette (Säntisdecke). Auch dort erweist sich der subalpine Flysch als tektonisches Schürfmaterial aus verschiedenen Faziesgebieten in bunter tektonischer Mischung. Am Gätterlipaß findet Buxtorf (Geolog. Karte der Rigihochfluhkette 1:25 000, 1912, mit Erläuterungen 1916) Wildflysch mit grünen Ölquarzitknollen, Breccien und Konglomeraten, auch Nummulitenkalke, sowie eine Linse von Schrattenkalk mit Brisibreccie, wohl abgeschürft vom südlichen Teil der Axendecke. Am Lowerzersee (Ottenfels) liegen zahlreiche SE fallende „Riffe" von Nummulitenkalk von je 20—70 m Mächtigkeit übereinander, getrennt durch Mergelschiefer mit Globigerinen. Das nördlichste, reich an N. distans, N. gallensis, A. granulosa, O. discus, O. Archiaci, Ostrea gigantica, bildet die Insel Schwanau. Südlich davon quert die Straße eine Bank von rotem „Linseneisenerz", das früher ausgebeutet wurde. Es enthält neben Kalk 20—30 % Erz und ist erfüllt von kleinen megasphärischen A. granulosa und kleinen Alveolinen. Diese Flyschabteilung mit Nummulitenkalken hatte Kaufmann als „Rigischichten" oder „Rigian" bezeichnet. Bei Schwendi, südöstlich davon und darüber, 1 km SSE Schwanau, fand Buxtorf ein polygenes Konglomerat, das er für identisch mit dem oligocänen, autochthonen Gruontalkonglomerat hält, und das in ähnlicher Weise wie die Taveyannazvorkommnisse durch die Säntisdecke nach N geschleppt zu sein scheint (Fig. 98).

Die Nummulitenkalke setzen sich auf der NE-Seite des Lowerzersees, in Wildflysch eingelagert, ein Stück weit fort und erscheinen wieder am Südrand der Mollassenagelfluh, derselben diskordant aufliegend, bei Einsiedeln. Am besten sind sie aufgeschlossen zu beiden Seiten der Straße von Einsiedeln nach Eutal, wo der helle massige Nummulitenkalkfels mit Mergelschieferzwischenlagen bei etwa 30° Südfallen viermal übereinander liegt. Die schönsten großen Nummulitiden: N. distans, irregularis, Murchisoni, complanata, gallensis, atacica, A. granulosa, O. discus, O. Archiaci usw. sind gesteinbildend, doch nicht immer alle diese Arten zugleich zu finden. Das Hangende des Nummulitenkalkriffes von Steinbach wird von einem 0,1 bis 0,5 m dicken glaukonitischen Phosphoritlager voller Korallen (Trochocyathus) und schlecht erhaltener Steinkerne von Muscheln (Amussium corneum, Spondylus Buchi, Ostrea flabellula, O. gigantica, Thracia Bellardii, Cardium polyptycuna) und Schnecken (Pleurotomaria Lamarcki, Clavella maxima, Semifusus bifasciatus, Conus u. a.) gebildet.

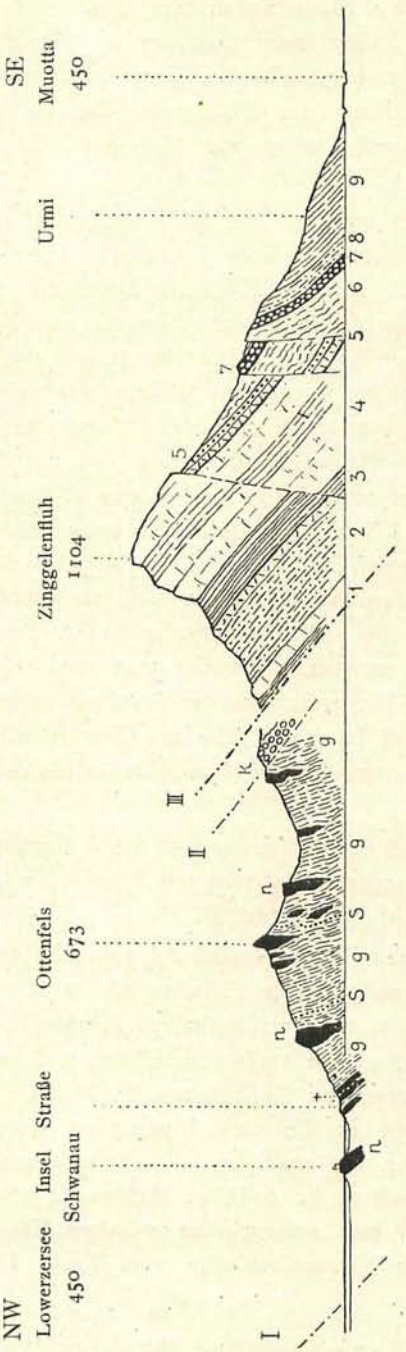



Fig. 98. Profil durch den östlichen Teil der Rigihochfluh-Kette, 1 : 20 000, vorwiegend nach A. Buxtorf 1913.

Urmiberg: 1 = Valangien; 2 = Hauterivien; 3 = Drusbergschichten; 4 = Schrattenkalk; 5 = Brisisschichten und Gault; 6 = Seewerschichten; 7 = Bürgenschichten (Assilinengrünsand); 8 = Hohgantschiefer; 9 = Stadschiefer.
Subalpine Flyschzone: k = verschürftes Gruontalkonglomerat (Unt. Oligocän); g = Globigerinenschiefer (teils Senon, teils Eocän); n = Nummulitenkalke des Lutétien, bei + Roteisenerzlage; S = Sandsteinbänke.
I. Überschiebung der subalpinen Flyschzone auf Molasse.
II. Überschiebung des Gruontalkonglomerates auf den eingewickelten subalpinen Flysch.
III. Überschiebung der Säntisdecke.

Auf der Sattelegg fand L. Rollier im liegenden Mergel des etwa 30 m mächtigen Nummulitenkalkes der Hirzenegg die bekannte senone Zwergfauna der Leistmergel.

Diese Entdeckung ist von gleicher Bedeutung wie der Nachweis von Wangschichten nördlich der Schrattenfluh. Sie lehrt, daß die subalpinen Nummulitenkalke tektonische Repetitionen aus dem ultrahelvetischen Faziesgebiete sind. Ihre früher rätselhafte Übereinstimmung mit den basalen Nummulitenkalken (Bürgenschichten) der Drusbergdecke bei Iberg ist damit völlig aufgeklärt. Allein die stratigraphische Stellung des Wildflysch, der bei Sattelegg die Einsiedler Nummulitenschichten sowohl unter- wie überlagert, ist dadurch noch nicht abgeklärt.

Auch weiter östlich zwischen der Molassenagelfluh des Hirzli und der parautochthonen Wageten schiebt sich nach J. Oberholzer eingewickelter Wildflysch ein, während wir am Flibach bei Weesen umgekehrt eine nischenförmig in der Molassenagelfluh liegende Anhäufung von Mergeln und Nummulitenbildungen ohne jede Spur von Wildflysch vorfinden. Die Hauptmasse des Flyschs vom Flibach wird von grauen und grünlichen Mergeln mit Globigerinen gebildet, in denen zu Linsen und Blöcken zerrissene, sehr fossilreiche Nummulitenkalke und Grünsande eingelagert sind. Die der Kreide nächste Bank besteht fast ausschließlich aus N. gallensis. Die übrigen entsprechen nach Fazies und Fauna völlig denen von Einsiedeln und Lowerz. Auch zahlreiche Echiniden, wie Echinolampas affinis, E. Studeri, Conoclypeus anachoreta, Linthia insignis, Cidaris pseudoserrata, neben Spondylen, Pecten, Austern, Terebratula subalpina, Serpula, beweisen wieder das Lutétien-Alter. In den Mergeln mit Globigerinen aber, die vielleicht teilweise den Amdenerschichten, teilweise den eocänen Stadschiefern entsprechen, findet man auch einzelne feinsandige Bänke voller Austern aus der Verwandtschaft der Gryphaea vesicularis, woraus Rothpletz zuerst auf Senon schloß (Arnold Heim, Churfirsten, „Beiträge" 1910). Diese Austern sind auch im Liegenden des Nummulitenkalkes der Hirzenegg bei Einsiedeln bekannt geworden.

Am Mattstock grenzt der reduzierte, zum Assilinengrünsand gehörige Stadschiefer an die Molasse, und vor dem Säntis ist die Flyschzone bis auf ein unterbrochenes schmales Band überdeckt oder zerdrückt.

Das Flyschgebiet der Fähnern östlich Appenzell ist tektonisch wie stratigraphisch noch ungenügend aufgeklärt. Der Fähnerngipfel wird von ca. 20 m mächtigen, flachliegenden Sandsteinen und Fucoidenkalken gebildet (E. Blumer, „Beiträge" 1905). In großer Ausdehnung sind die Amdenerschichten, und vermutlich auch Stadschiefer vertreten. Bei Eggerstanden am Kontakt mit der Molasse hat Mayer-Eymar 1890 seine „faune miraculeuse du Londinien" gefunden, ein Mergel voller „Gryphaea Escheri", die gleiche Art wie am Flibach. Sicheres Senon mit riesigen Inoceramen (Leistmergel) hat neuerdings L. Rollier (Eclogae 1918) bei Blosers, 1,5 km SE Weißbad nachgewiesen, steil eingeschaltet zwischen Kalk- und Grünsandbänke mit Nummuliten. Prächtige Nummulitenkalke vom Typus Einsiedeln findet man am Flyschrücken S Brülisau.

### Die Synklinalzone Habkern-Wildhaus.

Die Flyschmassen dieser Zone liegen synklinal auf der Säntis-Wildhorn-Decke, bilden jedoch nur zum kleinen Teil ihr normales Hangendes.

Die Sattelzone setzt sich nach NE fort bei Habkern, dem für Wildflysch und exotische Blöcke seit B. Studer und A. Escher berühmten Ort, auf den wir zurückkommen.

Dieser Wildflysch mit Lutétien-Nummuliten und eingekneteten Fetzen von Leimernschichten (Oberkreide) liegt nach Buxtorf, Boussac und Schider mit einer Rutschfläche auf dem helvetischen obereocänen Stadschiefer der Randkette Schrattenfluh-Pilatus. Das Hangende des Wildflyschs wird von einem 1000—2000 m mächtigen Sandstein gebildet, der das große Synklinalbecken zwischen Sarnersee, Randkette und Kleiner Emme erfüllt. Kaufmann hat ihn nach dem Schlierental Schlierensandstein genannt und darin kleine Nummuliten (N. variolaria), Boussac auch Orthophragminen gefunden, die auf obereocänes Alter deuten. In den Mergelschieferlagen zwischen den harten, kompakten Sandsteinbänken sind oft reichlich Fucoiden zu finden. Man kann sich fragen, ob der Schlierensandstein ein Äquivalent des penninischen Niesenflyschs sei, worauf das Vorhandensein von brecciösen Lagen deutet, oder das normale Hangende des Wildflyschs. Nach Buxtorf und Schider trifft das letztere zu. Das gewaltige Sandsteinzentrum der Schlierengegend wäre also zu vergleichen mit demjenigen des Altdorfersandsteins, doch ist der Schlierenflysch älter und südlich des Aar-M. abgelagert worden (vergl. Blatt XIII, geolog., 1:100000 und Tafel XX Prof. 8).

Unter den „Klippen" des Vierwaldstätterseegebietes hindurch verbindet sich der Wildflyschzug von Habkern mit dem großen Flyschgebiet von Einsiedeln, wo sich die Synklinalzone mit der subalpinen Flyschzone verbindet. Ein großer Teil besteht aus Wildflysch mit Sandstein und exotischen Blöcken (Iberg). Tektonisch sind darin eingeschaltet die fossilreichen Nummulitenkalke von Iberg (Gschwend, Blangg, Stöckweid usw.), aus denen Mayer-Eymar und de Loriol (Mém. Soc. pal. Suisse 1875/76) eine reiche Fauna, insbesondere zahlreiche, für Lutétien typische Echiniden beschrieben haben, wie Cidaris sabaratensis, Coptosoma atacicum, Amblypygus dilatatus, Echinanthus issyaviensis (Art des Pariser Grobkalkes), Echinolampas affinis, Conoclypeus conoideus, Linthia insignis, L. Ybergensis, Macropneustes Deshayesi (Pariser Grobkalk) usw. Häufig ist Terebratula subalpina. Diese Nummulitenkalke liegen oft normal auf Senon und unter Stadschiefer, der ebenso große Nummuliten, wie N. distans, A. exponens enthält (Jeannet).

Auch die Mulde zwischen Gulmen und Leistkamm bei Amden ist mit Wildflysch erfüllt, in dem sich an verschiedenen Stellen Fetzen von Nummulitenkalk vorfinden. Merkwürdigerweise ruht dieser Wildflysch unmittelbar und ohne scharfe Grenze auf Leistmergel (Rinderbäche), so daß man zur Annahme gelangt, der Wildflysch gehöre hier normal zur Säntisdecke.

Von besonderem Interesse sind endlich die Nummulitenkalke im Flysch der gleichen Mulde bei Wildhaus zwischen Säntis und Churfirsten. Sie entsprechen völlig denen von Einsiedeln. Am mächtigsten ist das steil stehende Riff von Lisighaus (Zwinglihütte, ca. 80 m); es enthält Lithothamnien und zahlreiche, vorwiegend aber pygmäenhafte Lutétien-Nummuliten. Auf einem andern steht die Wildburg. An verschiedenen Stellen läßt sich erkennen, daß die eine Seite der Nummulitenkalke von grauen Schiefermergeln, wie Leistmergel, die andere

mittelbar von Wildflysch begleitet wird, so daß man auch hier an tektonische Schuppung mit nachträglicher Aufrichtung denken muß (Arn. Heim, „Beiträge" 1910—1917).

Der Flysch unter der Glarnerdecke.

A. Rothpletz (Das geotekton. Problem der Glarneralpen, 1898) hat zuerst klar erfaßt und schematisch gezeichnet, daß der autochthone oligocäne Flysch wieder von eocänen Flyschmassen mit Nummulitenkalken überlagert wird.

Über dem autochthon gefalteten Dachschiefer und Sandstein liegt zunächst die Abteilung der Blattengratschichten, so genannt nach dem Blattengrat bei Elm (J. Oberholzer, Geol. Karte der Glarneralpen 1 : 50000). Es sind graue bis gelbliche Mergelschiefer mit Globigerinen, ähnlich den Stadschiefern, von 0 bis über 500 m Mächtigkeit, mit mehreren eingelagerten, oft auf mehrere Kilometer weit zusammenhängenden Kalkbänken mit N. atacica, N. gallensis, N. complanata und anderen Lutétien-Nummuliten. Merkwürdigerweise ist bis jetzt zwischen dieser Abteilung und den liegenden Dachschiefern ein allmählicher Übergang konstatiert worden, so daß man sich fragen muß, ob hier eine verkehrte Schichtfolge anzunehmen sei.

Über den Blattengratschichten, oft aber auch unmittelbar auf den Dachschiefern, liegt mit scharfer tektonischer Grenze mächtiger Wildflysch mit Quarzitbänken und Blöcken, ununterscheidbar vom Wildflysch der Zentral- und Westschweiz. Er enthält aber auch Fetzen von hellen, feinkristallinen Kalken und Schiefern, die den „Leimernschichten" entsprechen und mit dem Wildflysch in gleicher Weise verknüpft sind. Ein solcher seewerartiger Kalk im Wildflysch auf der Alp Falzüber östlich Elm (Escher v. d. Linth) enthält massenhaft Inoceramenschalen und die typischen Kleinforaminiferen des Seewerkalkes, worunter Orbulinaria ovalis, die bis jetzt einzig in der oberen Kreide bekannt ist (Arn. Heim, „Beiträge" 1910). Diese tektonisch höchste Flyschabteilung läßt sich nach E bis Ragaz, nach W bis Engelberg verfolgen, wo sie zwischen autochthon-parautochtonem Flysch und dem verkehrten Eocän der Axendecke auskeilt. Auch die Nummulitenkalke fehlen nicht. Die wichtigsten Vorkommnisse finden sich bei Ragaz. Dort wird der „Ragazer Marmor", ein schwarzer Lithothamnienriffkalk in großem Maßstab gebrochen und zu polierten Säulen (Physikgebäude Zürich) und Platten verwendet. Entsprechende Nummulitenkalke trifft man an der Klausenstraße im Schächental (Spiringen). An diesen beiden und vielen anderen Orten sind die von Einsiedeln erwähnten Nummuliten des Lutétien zu Tausenden erkennbar.

## Die exotischen Blöcke.

Exotische Blöcke sind im helvetischen Alpengebiet bekannt aus dem senonen Leistmergel von Amden-Leistkamm (Säntisdecke), der freilich manchmal vom tertiären Wildflysch kaum zu unterscheiden ist (vergl. S 319). Ein faustgroßes Gerölle von Halbkerngranit wurde im Assilinengrünsand (Lutétien) von Seewen-Schwyz gefunden und abgebildet (Arn. Heim, Viertelj. N. G. Zürich 1908). Weitaus die meisten Blöcke sind aber im Wildflysch eingeschlossen, dessen Ablagerungsgebiet

sich auf der Südseite des Aar-M. befand, während sie in allen eogenen küstennahen Bildungen des nordwestlichen Faziesgebietes fehlen.

In der Sattelzone sind stellenweise die kristallinen Blöcke im Wildflysch zahlreich (vergl. S. 350). Besonders lehrreiche Vorkommnisse findet man am Hahnenmoospaß: ein 6 m langer Block aus Granit-Riesenbreccie mit Granit als Bindemittel, mit Einschlüssen bis zu 1,6 m Durchmesser. Auch hier befindet sich der Block in Gesellschaft sedimentärer Blöcke an der Basis des Wildflysches zwischen Wangschichten (Fig. 99). Auf der S-Seite des Regenbolshorn findet man in gleicher Gesellschaft auch einen etwa 10 m langen Block von Malmkalk.

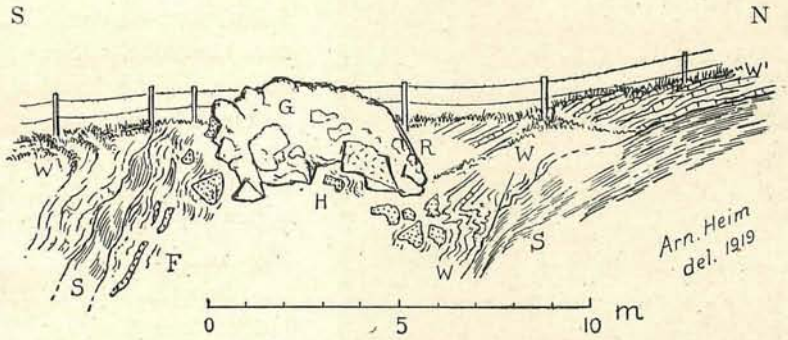



Fig. 99. Exotischer Granitblock in eingeklemmtem Wildflysch bei P. 2012, Hahnenmoospaß, Sattelzone.

W = Wangschichten (W' mit Kalkbänken), S = Senonmergel, F = Wildflysch mit Blöcken von Breccien, Sandstein, G = Granit, R = Rutschfläche daran.

Über das klassische Blockgebiet von Habkern bei Interlaken bestehen zahlreiche gute Beschreibungen von B. Studer 1829, Murchison, Rütimeyer 1848, Kaufmann („Beiträge" 1886) und ferner unter neueren Gesichtspunkten von P. Beck („Beiträge" 1911), J. Bousaac (1. c. 1912) und M. Lugeon (Eclogae 1917). Der Wildflysch liegt überschoben und synklinal eingefaltet auf den obereocänen Stadschiefern der Wildhorndecke und enthält Schürflinge von Gips (Trias) und Kreide, insbesondere große Massen von sogen. Leimernschichten mit Belemniten und Inoceramen der oberen Kreide (Alp Leimern). Die berühmten exotischen Blöcke sind vorwiegend an der Basis der Wildflyschmasse zu finden. Charakteristisch ist vor allem der durch seinen gelben bis ölgrünen stark fettglänzenden, glasigen Quarz, die roten Orthoklase, weißen Oligoklase und schwarzen Biotite ausgezeichnete Habkerngranit (Lombach), der in Blöcken aller Dimensionen bis zu der eines Hauses auftritt (Block am Luegiboden ca. 13 000 $m^3$), ferner Pegmatit, Aplit, Gneis usw. (Fig. 100). Es sind teiweise vollkommen gerundete Riesengerölle, teilweise scharfkantige Blöcke. Sie sind im Flyschmergel einzeln oder schwarmweise eingelagert, meist vergesellschaftet mit Blöcken und Fetzen von Sandstein, Breccien, Quarziten, Kreidekalken usw. Im Bett des Lombachs liegen sie zu Hunderten herauspräpariert beisammen. Einige Blöcke typischen Halbkerngranites sind auch im Flysch bei Sarnen, Steinen und Schwyz gefunden worden.

Bei Iberg, genau in der tektonischen Lage von Habkern, kannte schon A. Escher zahlreiche Fundstellen exotischer Blöcke. Quereau („Beiträge" 1893) hat von dort eine Menge von Granit- und Glimmerquarzitblöcken bis zu 3 m Durchmesser gefunden. Blöcke von typischem Habkerngranit sind nicht selten im Surbrunnentobel in der Nähe des Gipslagers, jedoch nur in losen Blöcken bekannt. Anstehend im Wildflysch hingegen findet man exotische Blöcke bei der Eisentobelbrücke, und zwar bis 6 m dicke bankweise angeordnete Felsen von Riesenkonglomerat, dessen Gerölle aus Gneis, Granit bis 2,8 m, Sandstein bis 1,5 m und Kalk bestehen (Fig. 101 b).



Fig. 100. Exotischer Granitblock im Wildflysch von Habkern, $^1/_{40}$ nat. Gr., nach C. Schmidt.

In allen solchen Fällen von Blöcken aus Konglomeraten und Breccien mußten zuerst die exotischen Trümmer zu Gestein verfestigt worden sein, ehe sie in Blöcken in den Flysch gelangen konnten.

Zahlreiche kleinere exotische Blöcke sind ferner von Amden beschrieben: Granite, Quarzporphyr, Gneis, Glimmerschiefer, Psammitgneis u. a., von 0,1 bis 1 m, jedoch ohne den typischen Habkerngranit (Arn. Heim, „Beiträge" 1910). Sie sind teils gerundet, teils scharfeckig, teils frisch, teils verwittert, vereinzelt oder in Schwärmen beisammen und wie überall begleitet von zahlreichen Brocken aus Sandstein, Breccien und Ölquarzit (Fig. 101 a).

Im Glarner Wildflysch haben A. Escher und J. Oberholzer zahlreiche kleine Blöcke von Granit, Gneis, Glimmerschiefer, polygene Breccien, Quarzit gefunden.

Unmittelbar jenseits der Schweizergrenze bei Dornbirn in der subalpinen Flyschzone liegt ein habkernartiger Granitblock von 200 $m^3$ Inhalt.

In allen diesen Fällen sind die kristallinen Gesteine mehr oder weniger saure Silikatgesteine, nicht zu verwechseln mit den basischen Eruptiva der „rhätischen Decke" (Arn. Heim, Eclogae 1907).

Herkunft. Schon Studer und Escher hatten erkannt, daß die Gesteine der kristallinen Blöcke im Flysch den nahen Zentralmassiven ebenso wie Schwarzwald und Vogesen fehlen, daß sie also Fremdlinge sind. Studer 1829 und Fuchs 1877 hielten sie für vulkanische Auswürflinge ins Flyschmeer. Studer 1853, 1866, Bachmann 1863, Gümbel bis 1894, Rollier 1907

leiten sie durch Abrasion von dem hypothetischen, zwischen Molasse und Alpen versunkenen „vindelizischen Gebirge" ab. Kaufmann dachte 1860 und 1876 an sedimentäre Entstehung der Granite und Umkristallisation von Arkosen des Flyschmeeres, A. Favre 1867, A. Escher, E. Süß 1875, Renevier 1890, Ch. Sarasin 1894 und Arn. Heim 1907 an Verfrachtung durch Treibeis.

Die Deckenlehre eröffnete neue Möglichkeiten. Schardt kam zur Ansicht, die exotischen Blöcke seien an der Stirn der ins Flyschmeer vorrückenden „exotischen" Decken (Klippendecke) abgestürzt. Beck vertritt in Eclogae 1912 eine ähnliche Anschauung und unterscheidet eine „primäre" und eine „sekundäre Habkerndecke". Demgegenüber stellten Arn. Heim 1907, 1910 und Boussac 1912 fest, daß der Wildflysch teilweise von mitteleocänem Alter, älter als die Überschiebung ist, daß auch das Senon exotische Blöcke enthält und den Klippendecken (Préalpes) außerdem gerade die sauren Eruptivgesteine der exotischen Blöcke fehlen. Heute können diese Blöcke auch nicht mehr mit Douvillé, Steinmann p. p., Seidlitz als reine tektonische Schürflinge betrachtet werden, schon nicht wegen ihrer Verknüpfung mit nummulitenführenden Arkosen und Breccien. Schließlich ist noch an tektonisch eingewickelten Oberflächenschutt und auf subaquatische Rutschungen hingewiesen worden (Arn. Heim 1909, 1910).

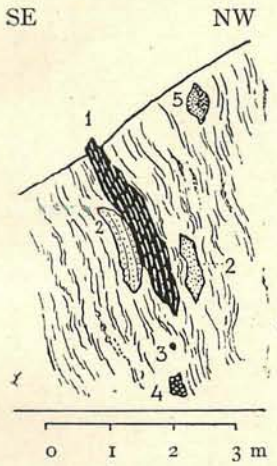



Fig. 101 a.

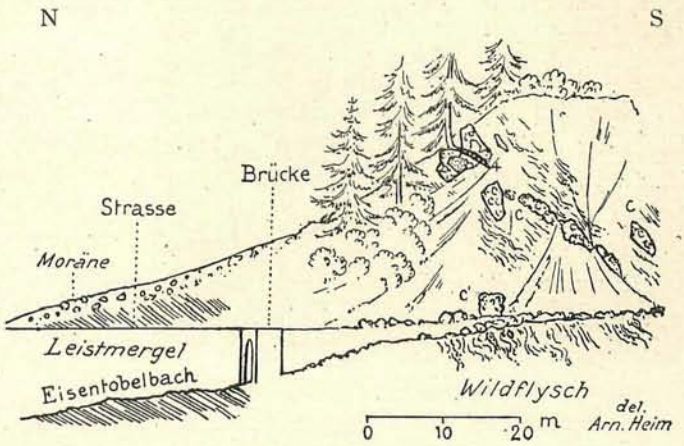



Fig. 101 b.

Fig. 101 a. Exotische Blöcke im Wildflysch am Mattstock-Ostende, nach Arn. Heim. 1 = Platte von Zweiglimmergneis; 2 = feinkörniger Kieselkalk; 3 = Gerölle von dichtem Fleckenkalk (Klippen-Neocom?); 4 = alpitischer Muscovitgranit; 5 = Kieselkalk, verwachsen mit grobkörnigem grünem Sandstein.

Fig. 101 b. Exotisches Riesenkonglomerat (c) im Wildflysch des Eisentobels, Iberg, c' = abgestürzter Block, + = Granitplatte.

Nach allem Gesagten steht heute außer Zweifel, daß die kristallinen exotischen Blöcke von der Südseite des Aar-M. herstammen. Eine vergleichende Studie von Ch. Sarasin (Archives Genève 1894) hat ergeben, daß die nächstverwandten Gesteine in der Zone Baveno-Lugano zu finden sind. Allein nach der Deckenlehre kommen auch noch nördlichere kristalline „Massive" in Betracht, die teilweise abgewittert, wie die unter-ostalpinen Decken (Zyndel 1912, R. Staub 1917) teilweise in der Tiefe unter dem Bündnerschiefer verborgen liegen (M. Lugeon, Eclogae 1916).

Noch bis zu den jüngsten Publikationen ist die stratigraphische Erscheinung der exotischen Blöcke oft mit der tektonischen Erscheinung der Klippen verwechselt

worden. Man sollte folgende, stellenweise gemischt auftretende Arten von Einschlüssen im Flysch unterscheiden:

1. Exotische Blöcke aus Sedimentgesteinen, sauren kristallinen Gesteinen, wie Konglomeraten und Breccien von solchen, von noch unbekannter, aber sicher südlicher Herkunft. Diese sind während des Flyschabsatzes im Flyschmeer als stratigraphischer Vorgang abgelagert worden.
2. Durch Deckenschub abgerissene oder verschürfte Fetzen (Schürflinge) z. T. eine Begleiterscheinung der „Klippen".
3. Durch die tektonische Bewegung in Stücke gerissene und verschleppte Teile härterer Bänke des Wildflyschs selbst (Ölquarzite z. T.).

Diese drei genetisch verschiedenen Blockarten sind durch den Fortgang der Deckenbewegungen miteinander verknetet, samt der Flyschmasse bis über die Molasse vorgestoßen und infolge späteren Schubes der tieferen helvetischen Decken unter diese eingewickelt.

Damit ist aber das große Rätsel der exotischen Blöcke, das ebenso Appennin und Karpathen betrifft, noch nicht gelöst. Eine brauchbare Hypothese müßte gleichzeitig auch Herkunft, Transport und Verbreitung vor der passiv-tektonischen Verschleppung erklären können.

### Herkunft und Alter der verschürften Flyschmassen.

Es wurde gezeigt, daß die verschürften Flyschmassen weder eine stratigraphische, noch eine tektonische Einheit bilden. Die größten Komplikationen, eine völlige „tektonische Moräne" von lauter Schürflingen, erinnernd an die äußere Klippenzone der Karpathen (V. Uhlig), finden wir in der subalpinen Zone am Kontakt mit der Molasse. Sie gruppieren sich in solche, die im Vergleich zum Außenrand der Säntis-Wildhorn-Decke tektonisch tiefer (Taveyannazsandstein, Gruontalkonglomerat), und solche, die tektonisch höher, aber durch Einwicklung unter die Säntis-Wildhorn-Decke gelangt sind. Unter den letzteren haben wir vor allem die fossilreichen Lutétien-Nummulitenkalke mit zugehörigen Wangschichten oder Leistmergel kennen gelernt, die zweifellos der südöstlichen Zone der helvetischen Fazies angehören. Ob aber auch der Wildflysch mit seinen „Leimernschichten", oder ein Teil desselben, und der Schlierensandstein, ausschließlich der ultra-helvetischen Zone angehören, oder noch in das penninische Faziesgebiet hinüberleiten, ebenso wie die Frage nach Alter und Fazies des Wildflyschs ist heute noch ungenügend aufgeklärt. Soviel scheint sicher zu sein, daß der Wildflysch teilweise jünger als untereocän ist, da dessen Einschlüsse oft bezeichnende Lutétien-Nummuliten enthalten (Boussac 1912).

Eine auffallende Regel mit wenigen Ausnahmen (wie Wildhaus, Melchaa) ist das Fehlen der Bürgenschichten in derjenigen Zone der Säntis-Wildhorn-Decke, wo die Kreide mit Leistmergel abschließt. Wahrscheinlich sind oft die festen Nummulitenbänke von diesen weichen Kreidemergeln, oder mit Teilen solcher abgeschürft worden, hingegen dort mit ihrer Kreideunterlage im Zusammenhang geblieben, wo diese aus den solideren Wangschichten besteht (Drusberggebiet).

In den verschürften Flyschmassen, deren größter Teil dem Tertiär angehört, sind besonders Schürflinge folgender Stufen bekannt geworden:

Trias: Rauhwacke, Dolomit, Gips, in der Zone interne, vielleicht teilweise penninisch; in der Zone externe am Gurnigel, N Thunersee, Schwyz; bei Iberg; Triasdolomit bei Mæstrils am Rhein.

Malmkalk und untere Kreide besonders in der Zone externe.

Obere Kreide in Form der mächtigen Leimernschichten, Leistmergel, Wangschichten, z. T. auch in Wildflyschfazies (Bifé, Renggalp, Amden, Mastrils).

Eocän, Nummulitenkalke und Stadschiefer, Wildflysch, Schlierensandstein.

Oligocän, Taveyannazsandstein, Gruontalkonglomerat usw. Diese oligocänen Bildungen sind auf die Unterlage der Säntis-Wildhorn-D. beschränkt, während die älteren Stufen sowohl darüber, wie eingewickelt darunter auftreten.

Das Studium der verschürften Flyschmassen mit ihren Einschlüssen gehört zum schwierigsten, was die Alpengeologie bietet. Erst seit der Deckenkenntnis ist es möglich geworden, solche komplizierte Verhältnisse an Hand detailliertester Kartenaufnahmen Stück um Stück zu entziffern.

## III. Gebirgsbau.

(Tafeln XVII—XXII und XXVI—XXVII.)

### 1. Östliche Schweizeralpen.

#### Säntisgebirge (Alpstein).

A. Escher v. d. Linth, Über das Säntisgebirge, Verhandl. d. Schweiz. Naturf. Ges., Altdorf 1841 und Trogen 1857. Geol. Karte des Säntis 1 : 25 000, 1873, mit 2 Profiltafeln 1874 (posthum), dazu: Geolog. Beschreibung der Säntisgruppe, „Beiträge" Lfg. 13, 1878, bearbeitet nach Eschers Tod durch C. Mösch.

Alb. Heim, mit Marie Jerosch, Arn. Heim und E. Blumer, Das Säntisgebirge, „Beiträge" n. F. Lfg. 16, mit Atlas und Karten 1 : 25 000, 1905.

Arn. Heim, Beziehungen zwischen Denudation und Faltung im Säntisgebirge, Eclogae vol. IX, 1905.

Alb. Heim, Relief des Säntis 1 : 5000, 1904, ausgestellt im Alpinen Museum Bern, Gletschergarten Luzern, Geolog. Sammlung der Eidg. Techn. Hochschule Zürich, Heimatmuseum St. Gallen, Naturhist. Museum Wien, Alpines Museum München, Albertmuseum London.

W. F. Rutishauser, Beitr. z. Geol. d. Säntisgeb. im Geb. Gräpplental zum Rothsteinpaß. Diss. Jahrb. d. St. Gall. nat. G. 1920 (im Druck).

Im Säntisgebirge hat Arnold Escher v. d. Linth 1835—1840 zuerst die helvetische Kreide der Alpen nachgewiesen und gegliedert, und zuerst den Faltenwurf an Stelle des vermeintlichen Chaos von Verwerfungen erkannt. Die erst nach seinem Tode erschienene Karte des Säntis war die erste geologische Gebirgskarte im Maßstabe 1 : 25 000. Leider kam Escher nicht mehr zur Veröffentlichung seiner Beobachtungen. Aus seinen hinterlassenen Tagebüchern von 1835—1871 hat C. Mösch ohne tektonisches Verständnis unter Hinzufügen langer unzuverlässiger Fossilregister den Säntisband zusammengestellt.

In keinem Gebirgsteil der Alpen ist der Zusammenhang des tektonischen Baues mit der äußeren Gestalt so wunderbar klar erkennbar, wie im Säntisgebirge. Dieses wurde daher von Albert Heim zur Herstellung eines möglichst genauen geologischen Reliefs gewählt, das unter Benutzung von etwa 500 Zeichnungen und 800 Photographien nach seiner steten Anleitung durch C. Meili modelliert wurde. Das Relief erforderte ein eingehenderes Studium der Geologie und wurde dadurch zum Ausgangspunkt einer umfassenden Neubearbeitung des Säntisgebirges. Als Hauptfortschritte

wurden erlangt: Aufklärung der früheren Verwechslungen der Kalke des Valangien mit Schrattenkalk, Verfolgung der zahlreichen Brüche verschiedener Art, bessere graphische Darstellungen besonders der Faltungsformen.

Stratigraphische Lage. Die Säntisfalten bestehen auch in ihrem Inneren ausschließlich aus Kreide und wenig Eocän; keiner der Gewölbekerne enthält noch Jura; unterste Kreide bildet ihr Füllmaterial.

Am N-Rand finden wir den nördlichen helvetischen Faziestypus mit einer Gesamtmächtigkeit der Kreide von etwa 800 m. Der mittlere und südliche Teil (Gewölbe III—VI) zeigen den mittleren helvetischen Faziestypus mit einer Gesamtmächtigkeit der Kreide bis zu etwa 1100 m. Dabei sind neu hinzugetreten die Valangien- und Senonmergel. Als Hülle folgen im N zunächst stratigraphisch auf Säntiskreide Assilinengrünsand und Stadschiefer, darauf Flysch mit Sandstein, Nummulitenkalken des Lutétien, und Senonmergel, die zuerst von Mayer-Eymar bei Eggerstanden gefunden und als „Londinien" mit Gryphaea Escheri (= G. vesicularis) beschrieben und neuerdings von L. Rollier auch am Aulibach bei Weißbad zwischen Nummulitenkalken nachgewiesen wurden. Auf der S-Seite folgt mächtiger Wildflysch. Diese Senon-Eocän-Bildungen über dem normalen Eocän hängen mit der Kreide der eigentlichen Säntisfalten nicht zusammen und sind als von oben her überschoben und eingewickelt zu betrachten (vergl. S. 354).

Die Falten (stets verglichen Taf. XVII, A—D).

Das Säntisgebirge ist eine geographisch und geologisch so geschlossene Einheit, wie sich eine zweite in den Alpen kaum finden läßt. Es besteht aus der zu Falten gestauten Stirn der oberen helvetischen Decke (Säntisdecke), die über Flysch bis auf das Molasse-Nagelfluh-Gebirge geschoben wurde (Fig. 7). Im ganzen lassen sich etwa 12 wichtigere Gewölbe unterscheiden, die sich unter Ablösung zu sechs Gewölbezügen gruppieren.

Die größte orographische Höhe erreicht das Säntisgebirge in seinem mittleren Querprofil durch Säntis (2504 m) und Altmann (2438 m), wo auch die Faltung am intensivsten ist und die größte Höhe erreicht hatte (Niveau des Gault bis 3000 m). Die tektonischen Höhenunterschiede von Gewölben und Mulden betragen 600 bis 1800 m.

Die Falten sind im Säntis keine Hypothese, sondern prachtvoll sichtbar. Gewölbe z. B. am Säntisgipfel, Stoß-E, Schrenit gegen W, Farnboden, Wildhauser Schafberg W-Seite, Kraialpfirst von Fählenalp, N-Gipfel des Altmann von NW, Häuser von Stauberenfirst, Brültobel S usw. Auch viele Muldenumbiegungen sind schon von weitem sichtbar, z. B. Hundstein-Borsthalde, Wildhauser Schafberg, Rietgärten ob Gräppelen, Neuenalpkamm, Bogenköpfe N unter Silberplatte usw.

Mit Ausnahme des S-Randes, wo das Gewölbe VI (Gulmen) aufrecht steht, der vereinigte Kern III—V sogar Fächerstellung annimmt, liegen alle Falten nach N über. Wie „eine Flut der bewegten Erdrinde" erschien E. Süß der Anblick vom fernen Hohentwiel, und noch großartiger ist der Eindruck des gewaltigen brandenden Nordwalles vom Flugzeug aus (Taf. XVII A).

Die Reduktion der Mittelschenkel kann in allen Stadien, oft schon aus der Ferne, klar beobachtet werden. Am besten ist der Seewerkalk zur Deformation geeignet. Infolge seiner dichten Struktur, seiner tonigen Häute und dünn-

bankig-flasrigen Schichtung ist er meist auch bei stärkster Reduktion auf $^1/_{100}$ bis $^1/_{500}$ seiner Mächtigkeit noch leicht erkennbar, da sich zwischen marmorisierten Partien meist noch Relikte des dichten, gelblichen Foraminiferenkalkes vorfinden. Der kompaktere, sprödere Schrattenkalk wird bei starker Druckreduktion auf $^1/_{10}$ oder $^1/_{100}$ mehr massig marmorisiert, wobei sich die tonigen Bestandteile in zackigen dunklen Äderchen ausscheiden. Am gewöhnlichsten werden die massigen Kalke (Schrattenkalk, Valangienkalk) in Linsen, von Rutschflächen umschnitten, zerrissen, und diese einzelnen Stücke an- und auseinander verschleppt. Mergel werden aus den verkehrten Schenkeln oft ganz weggedrückt, so daß nur noch eine Tonhaut auf der Schichtfuge bleibt.

Die Nordkette wird in ihrem westlichen Teil durch ein stark nördlich überliegendes Gewölbe (G. I) gebildet, dessen Umbiegung im unteren Valangien in der Thurschlucht und am Schindelnberg schön sichtbar ist. Im verkehrten Schenkel findet man am Risipaß über der Molasse des Stockberges prachtvoll gestreckten, zu Blättermarmor umgewandelten Seewerkalk, darunter Assilinengrünsand und Flysch. Weiter östlich wird dieses erste Gewölbe zweiteilig durch die an den Bogenköpfen (Wideralp) im Valangien einsetzende Muldenbiegung. Das untere Teilgewölbe (Ib) verschwindet E von Berndli durch Untertauchen, während das obere Hauptgewölbe sich am Oehrli überschlägt, so daß eine Art Einwicklung im kleinen entsteht. Weiter gegen E stellt es sich wieder aufrecht (Ebenalp), unter sprungweisem Sinken. Hatte der Scheitel im Gault am Oehrli noch eine ideelle Höhe von 2800 m, so liegt er auf der Ebenalp bei 1600 m, um von dort durch den Bommenbruch zur 300 m tieferen Stufe der Bommenalp und durch den Schwendibruch abermals um 500 m abzusinken. Die weitere Fortsetzung bildet vermutlich der nach N verschobene Klammeneggzug: eine 3 km lange, enggepreßte Rippe von steil stehendem Seewerkalk beiderseits mit Assilinengrünsand, die auf der Höhe des Flyschrückens NW der Fähnern blind endigt, erinnernd an das W-Ende am Häderenberg (Fig. 103). Die Gesamtlänge von Gewölbe I beträgt 25 km.

Der zweite Gewölbezug bildet im W als G IIa das schöne Gewölbe im Valangien am Farnboden, überliegend im Schrattenkalk am Stoß, dann nach E mit 30% Axialsenkung unter Gault und Seewerkalk tauchend. Es wird abgelöst von dem daneben rasch zum Säntis ansteigenden G. IIb, dessen Seewerkalk den schönsten Typus eines Antiklinalgipfels bildet (Fig. 111). Am Seealpsee taucht auch das Säntisgewölbe unter und wird von dem Gewölbchen IIc der Hüttenalp abgelöst, das am Sax-Schwendi-Bruch quer abgeschnitten endigt.

Das dritte, mittlere Gewölbe, 23 km lang, ist das mächtigste. Statt aber den höchsten Gipfel zu bilden, ist es, vielleicht weil zuerst hochgestaut, bis auf den leicht verwitterbaren Kern aus Mergeln des Valangien abgetragen worden. Der Kern bildet die Sättel des Rotsteinpaß (Doppelkern) und Bötzel. Dem G. III gehört auch der wunderbarste Berg des Säntis an, die Marwies, wo die Stirn der Falte sich derart nördlich überschlagen hat, daß der nördlich anliegende Muldenkern zur Gewölbestellung eingewickelt worden ist (Taf. XVII B). Erst am Alpsiegel, wo der Sax-Schwendi-Bruch den Scheitel um etwa 700 m tiefer gestellt hat, ist das Dach im Schrattenkalk erhalten geblieben. Als einfaches

schiefes Gewölbe mit schöner Umbiegung taucht III, 1 km NE des Brültobels, unter seinen normalen Mantel aus Seewer- und Amdenerschichten, die ihrerseits schief unter die Hohkastenfalte hinunterstechen. Nach den Untersuchungen von W. Rutishauser scheint auch gegen W der Kern von III komplexer Art zu sein und noch tief hinab sekundäre Mulden (Schrattenkalk am Borstel, Seewerkalk am Gupf) eingeklemmt zu enthalten.

Das vierte Gewölbe ist steil isoklinal zusammengedrückt. Es setzt hoch am Wildhauser Schafberg ein, bildet dessen Gipfel und versinkt vor dem Fähnlensee.

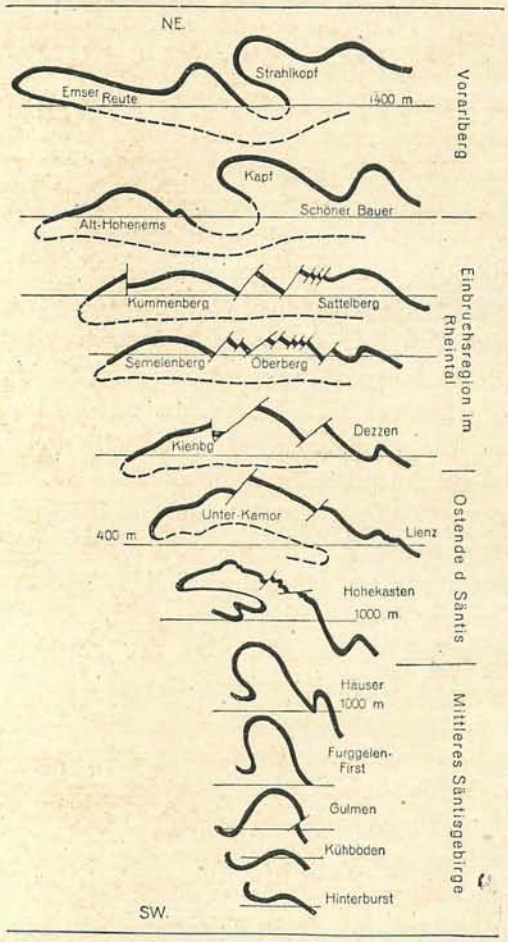



Fig. 102. Entwicklungsgeschichte einer Überfaltungsdecke „Hohkastendecke", nach Ernst Blumer, 1 : 120 000.
(Schwarze Linie = Schrattenkalk.)

Das fünfte Gewölbe setzt ebenso am Schafberg in den noch nicht abgetragenen Gebirgskörper ein. Sein verkehrter Mittelschenkel ist an der Schafbergalp, im Schafboden und auf Kraialp im Schrattenkalk zu wenigen Metern reduziert. Die allmähliche Reduktion, ausgehend von der vollmächtigen Umbiegungsstelle, läßt sich in schönster Weise am S-Absturz des Moors verfolgen. Weiter östlich schließt sich mit Scheitelsenkung das Gewölbe mit Schrattenkalk, dann im Gault und Seewerkalk in Form eines breiten Rückens nach jurassischer Art. Am Roslenfirst wird es vom Sax-Schwendi-Bruch unterbrochen und dem Fähnlensee als Riegel vorgesetzt, der dann nach NE bald untertaucht.

Das sechste Gewölbe ist das längste. Es beginnt zwar erst bei Alt St. Johann als sanft konvexe Krümmung des S-Schenkels von V und erhebt sich von Wildhaus zum Gulmen als einfaches, aufrechtes Schrattenkalkgewölbe. Dann öffnet sich der Neocomkern bis zum Valangien. An den Kreuzbergen bleibt nur noch der Schrattenkalk des N-Schenkels als Gebirgskamm von der Denudation herausgeschält (Taf. XXIV). Östlich des Sax-Schwendi-Bruches ist die Gewölbebiegung im Neocom des Furgglenfirsts prachtvoll zu sehen. An der Stauberenkanzel ist auch noch eine sehr regelmäßige Bogenbrücke des Schrattenkalkes darüber erhalten geblieben (Fig. 103). Dann beginnt das Gewölbe stärker nach NW überzuliegen und im SE-Schenkel neue Sekundärfalten zu bilden, so daß nach E. Blumer aus dem einfachen Gewölbe VI schließlich im Vorarlberg eine neue gefaltete Decke hervorgeht (Fig. 102).

### Ost- und Westende des Säntisfaltenbüschels.

Wir haben gesehen, daß von den 6 Gewölbezügen die mittleren 4 nach NE untertauchen, zuerst IV, dann V und III, während das nördlichste als schmal gepreßte Rippe anscheinend längszerrissen endigt und das südlichste VI durch mächtige Entfaltung als Hohkasten-Vorarlberger-D. die Rolle der gesamten Säntisfalten übernimmt (Fig. 102). Bei der Annäherung der Säntisfalten gegen das Rheintal stellen sich Querbrüche ein, die mehr und mehr ein Absinken unter das Rheintal ergeben. Jenseits im Vorarlberg steigt die Säntisdecke in symmetrischen Brüchen wieder zu normaler Höhe auf. Der Rhein läuft in einer Querzone, die durch Einbruch der Faltungsdecke bezeichnet ist, in einer Art „Transsynklinaltal". Dieser Treppeneinbruch setzt sich weder in die nördlicheren Molasseketten fort, noch in die südlicheren, zum Rhein streichenden Trias-, Jura- und Kreideketten. Wahrscheinlich ist die Kreidefaltendecke des Hohen Kasten, eingehüllt in Flysch, auf eine schon vorhandene Talaustiefung, das Urrheintal, vorgestoßen worden und in dasselbe eingesunken — nicht in Bewegungen oberflächlicher Natur wie bei Bergstürzen, sondern in inneren Bewegungen unter einem Mantel jetzt abgetragener Gesteine. Die quere Einbruchszone in der Hohkastendecke bildete wiederum die niedrigste Schwelle für das jetzige Rheintal (E. Blumer). Nicht die Dislokationsform hat hier die Lage des Rheintales bedingt, sondern ein älteres Rheintal hat den Gebirgsbau modifiziert und durch Einbrechen der Ketten sich auf das jetzige Rheintal vererbt.

Die Hohkastendecke reicht vom Rhein 42 km weit E bis Iller, wo sie Falte um Falte unter Flysch hinabtaucht (Arn. Heim, Grünten, Vierteljahrschr. N. G. Zürich 1919, S. 475).

Gegen SW dagegen vereinigen sich die Gewölbe des Säntis, indem sie teilweise ineinander auslaufen (IV, V, VI), teilweise eng zusammengequetscht werden (I, II, III). Im Querprofil der Thurschlucht sind noch G. I und III klar getrennt (Fig. 104). Am Häderenberg endigt G. I als schmale Rippe in schuttbesäter Alpweide, G. II—III am Graustein, einem gegen 50 m breiten, merkwürdigen Gewölbekopf aus

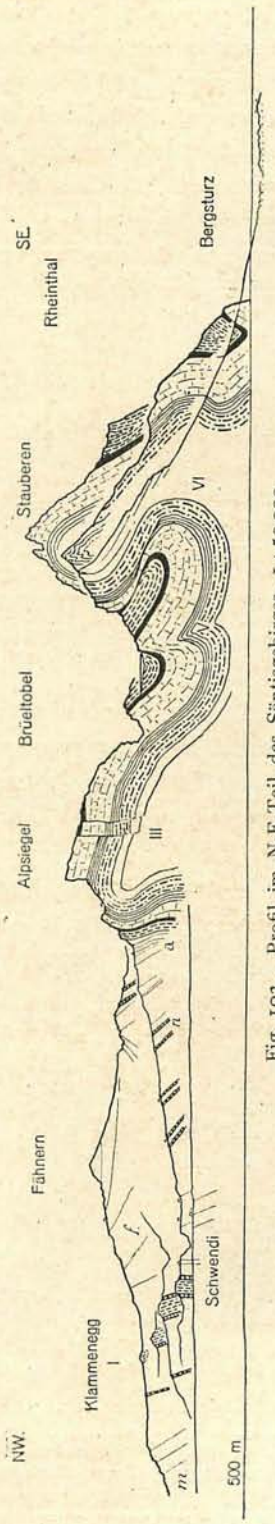



Fig. 103. Profil im N-E-Teil des Säntisgebirges, 1 : 50 000.

Schrattenkalk mit verquetschtem Gault-Seewer-Mantel, der nach unten völlig abgeklemmt ist und diskordant auf steilem Senonmergel (a) aufsitzt (Fig. 105). Dabei zeigt sich, daß auch der Scheitel aus Gault und Seewerkalk auf wenige Meter reduziert und metamorphosiert ist, und die Rutschstreifen im Streichen der Falten verlaufen. Es handelt sich somit um seitliche Zusammenquetschung mit Längsstreckung und Abquetschung nach der Tiefe (Arn. Heim). So kann nur ein Faltensystem endigen, das schon vom direkten Zusammenhang mit der Tiefe losgelöst ist.

NW SE

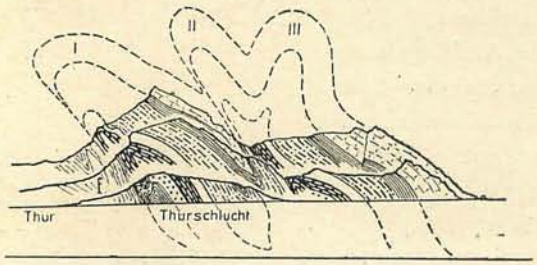



Fig. 104. Säntisgebirge, Profil an der Thurschlucht, 1 : 50 000

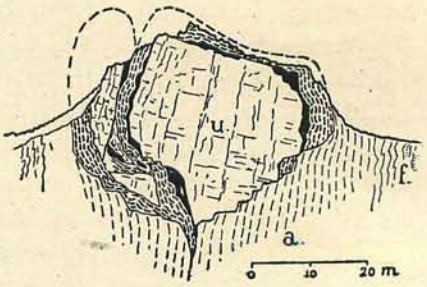



Fig. 105. Graustein, SW-Ende der Säntisketten, zirka 1 : 1250

nach Arn. Heim.

Die Säntisfalten tauchen also nach W nicht unter, sondern sind zusammengepreßt und längszerrissen. Ihre westliche Fortsetzung leitet durch eine Reihe auseinandergerissener Kreidefetzen in Flysch und Amdenermergeln nach dem Gulmen bei Amden über.

### Längsbrüche.

Während die Mittelschenkel reduziert und zerrissen sind, werden die Normalschenkel im Säntisgebirge häufig von anderen Längsbrüchen zerschnitten. Diese sind zweierlei Art:

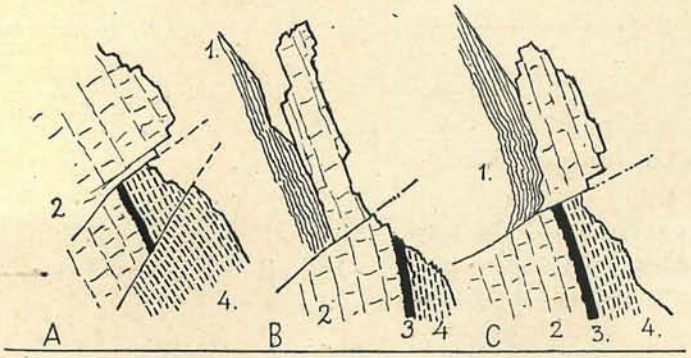



Fig. 106. Gewölbeschenkel-Längsbrüche A und B am Mesmer, C am Klusenzahn, Nordabhang von Gewölbe I, zirka 1 : 1000. 1 = Drusbergschichten, 2 = Schrattenkalk, 3 = Gault, 4 = Seewerkalk,

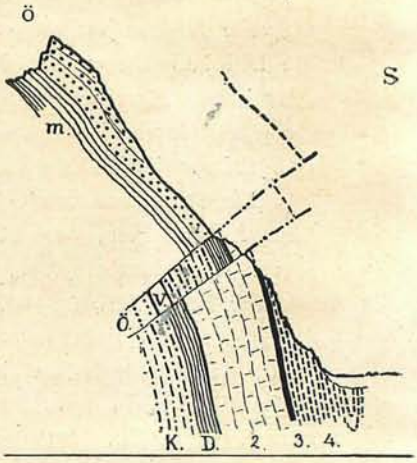



Fig. 107. Steckenberg ob Seealp, zirka 1 : 15 000. m = Öhrlimergel, ö = Öhrlikalk, V = Valangienkalk, K = Kieselkalk, D = Drusberschichten, 2, 3, 4 wie in Fig. 106,

nach Alb. Heim.

1. Der untere Teil des Schenkels wird unterschoben, die Falte also verstärkt. Beispiele dieser Art sind sehr häufig. Die ausgesprochensten Bruchunterschiebungen findet man im SE-Schenkel von G. I (Fig. 106 und 107 und G. VI Taf. XVII B).

2. Der obere Teil des Schenkels wird falteneinwärts verschoben, die Faltenform also abgeschwächt. Diese Art von Längsbrüchen ist im östlichen Teile von G. VI ausgesprochen (Fig. 102 und Taf. XVII B).

## Querbrüche.

Schon Arn. Escher kannte den größten, sowie eine Anzahl kleinere, die Ketten querende Brüche. Auf Alb. Heims Säntiskarte 1:25000 sind deren gegen 400 verschiedenster Dimensionen verzeichnet; daneben gibt es noch viele kleinere. Schon der erste Blick auf diese Karte oder das Säntisrelief ergibt, daß die größeren Querbrüche die Falten horizontal oder vertikal, meist beides zugleich, verstellen, ohne auf beiden Bruchseiten die Gestalt der Falten wesentlich zu ändern. Die Falten sind gebrochen, die Brüche aber nicht gefaltet. Die Querbrüche sind also jünger als die Anlage der Falten, auch jünger als deren Längsbrüche, die samt den Falten quer verschoben sind. Sie sind also wie im Juragebirge in der letzten Stauungsphase entstanden.

Schon von weitem sind die größeren Querbrüche im Gebirge erkennbar. Sie sehen aus wie die Spuren eines gewaltigen Messerschnittes. Fast alle scharfen Scharten und Pässe in den Längsgräten sind durch solche bedingt. Infolge von Abreibung der Kluftwände sind stets zwei oder mehrere Rutschflächen entstanden, getrennt durch Reibungsbreccien oder Klemmpakete, oft aus gedrehten Schichten, zerknetetem oder in Marmor umgewandeltem Gesteinsmaterial (Fig. 108). Auf der Seite des für Verwitterung resistenteren Gesteines entsteht eine vorragende Mauer, bei beidseitig resistentem Kalkgestein mit dickeren Klemmfüllungen eine scharf gezeichnete Kerbe. Die eben oder flachwellig geglätteten Bruchwände sind oft mit prachtvollen Hohlkehlen und Rutschstreifen versehen, welche die Richtung der letzten Bewegung bestimmen lassen. An hunderten von Stellen, an durchgescherten Mulden wie Schenkeln oder Scheiteln, wurde stets schwaches N-Fallen, im Mittel 12° beobachtet, d. h. vorwiegend transversale Verstellung!

E W

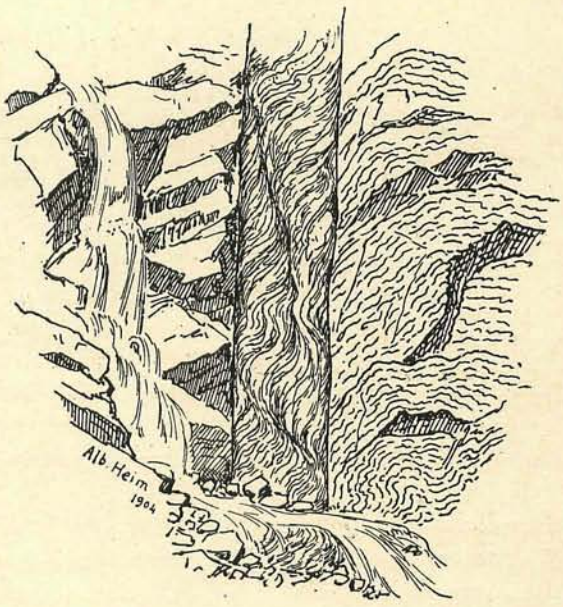



Fig. 108. Sax-Schwendi-Bruch im Hüttentobel-Nebenbach.
Links Schrattenkalk, rechts Seewerkalk, Kluftfüllung 0,8 m breit aus gequetschtem Seewerkalk.

(Marie Jerosch). Die ganze Verstellung der beiderseitig sich entsprechenden Gebirgsteile erweist die gleiche Bewegungsrichtung. Es handelt sich also um Wirkungen des Horizontalschubes, nicht um echte Verwerfungen, und um eine Bewegung jünger als fast die ganze Faltung. Die Richtung der Verstellung ist ungefähr S-N. Der Sinn der Verstellung ist wechselnd, der Betrag bis 800 m.

Viele Querbrüche durchsetzen nur einen Faltenschenkel, andere ein, zwei, zweieinhalb, drei und mehr Gewölbe, und wenigstens einer nachweisbar das ganze Säntisgebirge. Hie und da ist nicht zu unterscheiden, inwieweit die Querbrüche verschiedener Ketten zusammenhängend zu denken sind.

Im westlichen Teil sind keine nennenswerten Querbrüche bekannt. Im mittleren Teil sind sie außerordentlich häufig, meist gruppenweise verteilt und transversal verschiebend. Gegen E stellen sich auch Brüche mit vorherrschend vertikaler Verstellung ein, meistens im Sinne eines Absinkens des E-Flügels, entsprechend dem allgemeinen Faltensinken gegen die Rheinlinie. Die Bommenalp ist die von der

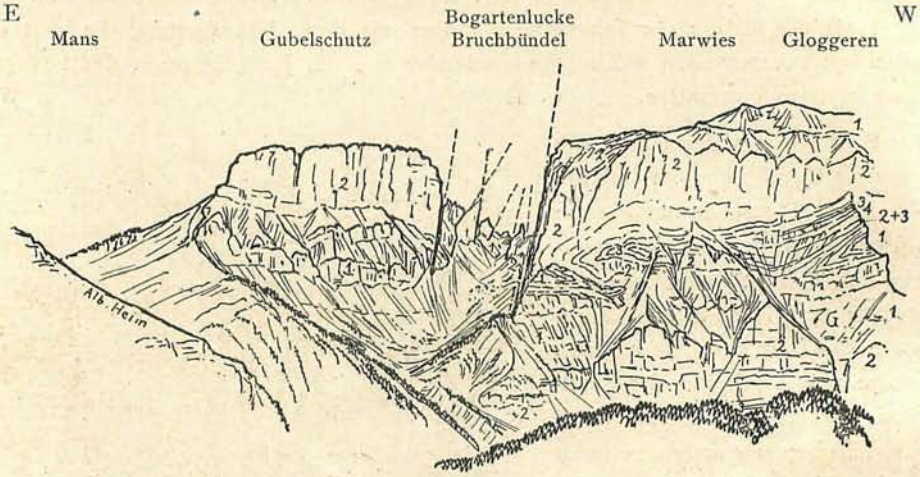



Fig. 109. Der Sax-Schwendi-Bruch an der Bogartenlucke, von N (Straße zwischen Appenzell und Gais).

1 = Valangien und Neocom, 2 = Schrattenkalk, 3 = Gault, 4 = Seewerkalk.

Ebenalp um 300 m abgesunkene, der Sonder die um weitere 300 m tiefergestellte Scheitelstufe von G. I. Der Ebenalp-Bommen-Bruch hat die Wildkirchliwand erzeugt. Das ganze Gewölbe VI sinkt staffelartig zum Rhein, wobei im Grundriß auch krummlinige und winkelige Brüche auftreten.

Kein einziger Bruch setzt sich in das Molassevorland fort; alle erlöschen schon im unterliegenden und umhüllenden Flysch. Dies, sowie der Wechsel im Sinn der Verstellung, wird sogleich verständlich, wenn wir als Ursache der Querbrüche ungleichen Widerstand beim Vordringen der Säntisdecke über die unebene Fläche der schon vorher dislozierten und erodierten Molasse annehmen.

Weitaus der bedeutendste Querbruch ist der Sax-Schwendi-Bruch. Er verläuft von östlich oberhalb Sax im Rheintal über die Saxerlucke, das E-Ende des Fählensees, Stiefel, Bogartenlücke (Fig. 109), Hüttentobel (Fig. 108), Wasserauen bis Schwendi, durchschneidet also in N-Richtung die

sämtlichen 6 Säntisfalten. „Als Rinne zieht er an den Gehängen hin; messerscharf schert er Felswände ab und schneidet Scharten in die Kämme. Er schafft damit Wegsamkeit quer zum Faltenstreichen, er verbindet die Appenzeller Längstäler untereinander und mit dem Rheintal" (M. Jerosch). Bald konzentriert sich die Bewegung auf eine Rutschfläche (Fählensee), bald verteilt sie sich auf ein Büschel von solchen (Bogartenlücke). Die Länge beträgt 8 km. Die Rutschstreifen fallen 0—30°, meistens 12–15° N. Der östliche Flügel ist um 500—800 m nach N verschoben und etwas tiefer gestellt, wobei sich G. III in seiner Form vereinfacht. Der Bruch erlischt gegen S, indem der S-Schenkel von G. IV nur noch sehr wenig verstellt ist, der Gewölbekern aber im W-Flügel auf die halbe Breite zusammengedrängt wird. Dies zeigt deutlich, daß die Ursache des Zerbrechens nicht durch ungleichen Deckenschub aus S, sondern durch ungleichen Widerstand im N bedingt ist.

Nicht nur sind die Falten verstellt, das Gewölbe der Furgglenfirst VI vor die Roslenmulde 5, G. V vor die Fählenmulde 3—4, G. III vor M 2 geschoben, sondern entsprechend sind auch Berg und Tal aneinander verschoben. Der Fählensee ist der schönste jungtektonische Stausee, abgedämmt durch den Schrattenkalkriegel G. V vor dem Fählenmuldental M 3—4 (Karte Taf. XVII D). Die transversalen Rutschstreifen sieht man noch an der Riegelwand. Auch die alten Kiese im Furgglentälchen, wo jetzt keine solchen mehr hingelangen können, besagen, daß die heutige tiefe Durchtalung schon vor dem Sax-Schwendi-Bruch vorhanden war und am letzteren die schon vorhandenen Täler und Berge zur Seebildung verschoben worden sind. Der Bruch war also die letzte große Veränderung im Gebirge; er gehört zur letzten großen tektonischen Bewegung der Alpen, die hier bis über das Mitteldiluvium gereicht haben mag. Ganz entsprechend ist in der M I der Seealpsee erzeugt. Wie die Faltung, so erinnern auch die Brüche des Säntis an das Juragebirge (Lac de Joux, Vallorbes) — im einen Fall eine allochthon gestaute Schubmasse, im andern Fall ein durch autochthone Stauung vom kristallinen Untergrund abgeschertes Faltengebirge (vergl. Bd. I, S. 613 usw. und 632).

Eines der schönsten Landschaftsbilder ist der Seealpsee mit seinem Hintergrund. Der kühne Roßmaadgrat mit Gewölbekern, der bis zum Säntisgipfel hinaufführt, ist mitten in die Fortsetzung der Seealptalmulde gestellt durch einen Transversalbruch, der von den Berndliquellen am N-Rand über Bötzel und vielleicht durch die Hundsteinkette bis Abendweid im Rheintal auf 6,5 km sich fortsetzt. Nach Rutishauser beruht wahrscheinlich auch das plötzliche, westliche Abbrechen des Wildhauser Schafberges an dem Quersattel der Camplütalp auf einem Transversalbruch.

### Abwicklung und Stellung im Deckenverband.

Die Faltenabwicklung, gemessen am Gault im mittleren Profil über Altmann und Säntis ergibt bei jetziger Breite von 5,5 km eine frühere Breite von 15,5 km. Der maximale absolute Zusammenschub beträgt somit 15,5—5,5 = 10 km, der relative 15,5 : 5,5 = rund 3, im allgemeinen zwischen 2 und 3,7.

Mit Ausnahme des ins Rheintal abgestuften Gewölbes VI, wo die Entblößungen nicht tief genug gehen, ist der ganze Alpstein von Flysch umgeben.

Am N-Rand ist noch am Wildkirchliweg eingewickelter Wildflysch vorhanden, doch keilt dieser nach S aus. Am Berndli ist der Flyschschiefer, auf wenige Meter reduziert, steil eingeklemmt zwischen Seewerkalk und Molasse. Noch etwas weiter westlich scheint oft die Kreide der Molasse direkt aufgeschoben, der Flysch weggeschürft zu sein. Auch noch an einzelnen andern Stellen der Umrandung streicht die steil gestellte Molasse sichtlich unter das flacher aufliegende Säntisgebirge hinein. Dabei liegen manchmal Kreideschürflinge flach dazwischen. Flysch, hie und da mit Nummulitengesteinen, läßt sich von der Unterseite des Säntis-N-Randes westlich unter dem Gulmen, Mattstock und Durchschlägiberg über Betlis und am S-Abhang der Churfirsten bis ob Walenstadt verfolgen, und bei günstiger Entblößung findet man auch darüber die Aufschubfläche der Säntis-D. Außerdem

geht der Flysch um das W-Ende des Säntis (Häderenberg) herum in den aufliegenden Flysch der Wildhausermulde über. Das ganze Säntisgebirge war also von Flysch unterlagert und von Flysch bedeckt, in Flysch eingehüllt.

Die SW abgerissene Fortsetzung der Säntisfalten, der Gulmen, hängt direkt mit den dem Eocän der Mürtschendecke aufgeschobenen Churfirsten zusammen. Auch die allmählichen und gleichsinnigen Faziesveränderungen vom Säntis-N-Rand durch die südlichen Ketten und bis in die Churfirsten ergeben den Zusammenhang mit den letzteren unter der Wildhauser Eocänmulde hindurch, und damit auch das wurzellose Aufliegen des Säntisgebirges auf dem Eocän der Mürtschen-D. Der unmittelbare fazielle Anschluß des Säntis-N-Randes an den S-Teil der Mürtschen-D. beweist, daß das Säntisgebirge samt Churfirsten von S her überschoben ist (S. 25—26).

Trotzdem täuscht der Säntis ein autochthones Gebirge vor. Die ganze Gebirgsplatte ist vorgeschoben, die einzelnen Falten aber sind an Ort und Stelle an dem allmählich sich mehrenden nördlichen Widerstande der Nagelfluhzonen aufgestaut. Der Flysch glich die Unebenheiten der Unterlage aus. An die vordersten Falten stauten sich weitere an. Die vordersten stehen in übertriebenen, die rückliegenden z. T. noch in Anfangsstadien. Im Gegensatz zur W-Schweiz konnte sich die Faltung der helvetischen Decken hier frei entwickeln, weil diese vorderen Teile nie von Klippen- und ostalpinen Decken überlagert waren. Diese letzteren reichten offenbar nicht über die Wildhausermulde hinaus. Mit der relativ geringen und im Laufe des Zusammenschubes durch Abwitterung abnehmenden Belastung hängt auch das Zerschellen und Brechen zusammen. Die Querbrüche sind eine Ablösung der Faltung, die letzte Äußerung des Schubes bei abnehmender Belastung.

Wie im Jura der Salzton, so erleichterten hier Flyschschiefer und besonders die Mergel der unteren Kreide die Abscherung von den südlicher (Walenstadt-Sargans) zurückbleibenden, zugehörigen Jurakalken, so daß die Kernfüllung der Säntisfalten nur aus Kreidemergeln ohne Jurakalk gebildet ist. „Wenn die ganze untere Kreide durch lauter massige Kalke gebildet worden wäre, so würde am nordschweizerischen Alpenrand eine Überschiebungsdecke, ähnlich der Triasdecke am N-Rand der Ost-Alpen vorliegen; es wäre eine mannigfach gebrochene, sonst aber eintönige Überschiebungsdecke mit spärlicher Faltung, die noch weiter nach N reichen würde. Statt dessen erfreuen wir uns an dem herrlichen Faltenwurf des Säntisgebirges" (Arnold Heim 1905). Hier wo der Alpstein steht, hat er sich ohne Einfluß begleitender Decken ganz nur durch den in seiner eigenen Masse fortgepflanzten Schub und das vorliegende Hemmnis gefaltet.

### Äußere Form.

Der Alpstein ist ein jugendfrisches Gebirgsstück, gekennzeichnet durch eine herrliche Harmonie zwischen innerem Bau und äußerer Gestalt, eine „Aufrichtigkeit und Offenheit", wie sie kaum bei einem anderen Gebirge zu finden ist. Längstäler sind durch Querverschiebungen zu Seen geworden; die Dislokationen haben also heutige Täler durchkreuzt! Das Kreideschichtensystem ist durch seine Kalke (Öhrli-Valangien-, Schratten- und Seewerkalk) leicht durchlässig. Das Wasser versickert und bildet große Quellen. Erst in den Randzonen, im Senonmergel und Flysch entstehen bedeutende Wildbäche. Der Abtrag geschieht deshalb weniger

durch Absturz nach Erosionsschluchten, als schälend nach den Schichten. Die ungeheure Blätterung der sedimentären Erdrinde kommt dadurch zum vollen Ausdruck. Wechselvolle, besonders steile Schichtstellung, scharfer Wechsel resistenter Kalksteinkomplexe mit leicht verwitterbarem Mergel, und die Brüche (Fig. 109 und 110) bedingen die den Alpstein so sehr auszeichnenden, scharfen, kühnen, mannigfaltigen und fein modellierten Formen. Gewölbe mit in Schratten- und Seewerkalk erhaltenem flachem Scheitel (Ebenalp, Roslenfirst, Häuser, Säntisgipfel, Siegelalp) wechseln ab mit Gräten, die nur noch aus einem aufragenden Gewölbeschenkel (Girespitz, Roßmaad, Altmann, Hundstein), oder solchen, die aus einem herauspräparierten Mittelschenkel (Lisengrat, Kreuzberge, Öhrli) gebildet werden. Die Hauptmulden mit Seewerkalkkern sind meistens Talfurchen geworden. Das Eocän ist leider schon daraus verschwunden. Die Gewölbe sind meistens als Kämme vorhanden. Das größte Gewölbe (G .III) hingegen ist von der Thur bis zum Sax-Schwendi-Bruch zum Längstal mit Sätteln abgetragen. Dies ist zum Teil eine Folge der faziellen Ver-

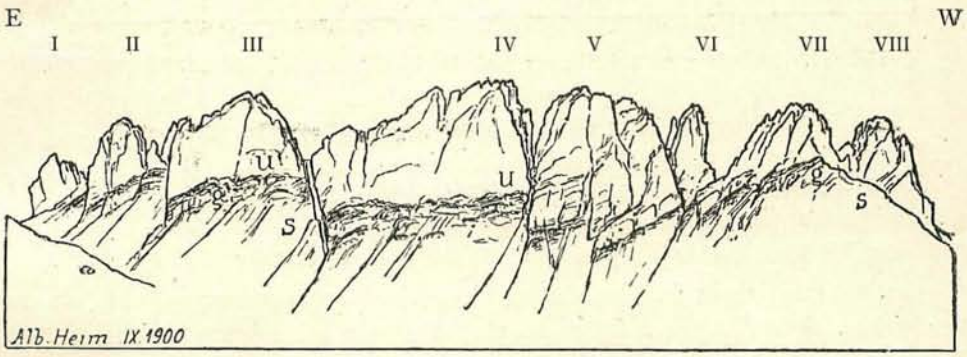



Fig. 110. Die acht Kreuzberge, Ansicht von der Roslenfirst. Breschenbildung durch horizontale Transversalverschiebungen, welche wegen steiler Schichtlage und Erosion an der streichenden Bildfläche Vertikalverstellung vortäuschen.

U = Schrattenkalk, g = Gault, S = Seewerkalk.

mergelung des unteren Valangien, zum Teil davon, daß das höchste komplexeste Gewölbe schon zuerst und am längsten exponiert war. Am größten scheint der Abtrag westlich des Wildhauser Schafberges, wo die unten zum Fächerbüschel zusammengedrückten Gewölbe III—V bis auf ihren gemeinsamen Wurzelkern im Längstal von Thurwies und Gräppelen abgetragen sind. Das Westende der Altmann-Schafberg-Kette ist indessen nicht bloß Abtrag, sondern Abbruch mit Einsenkung und die westlich folgende Längstalfurche durch Einfaltung bedingt (Rutishauser). Die reichste Gliederung der Oberfläche ist im Gebiet des wunderbaren Fählensees vorhanden, der zwischen gewaltigen Felswänden in die tiefe enge Rinne der Mulde 3—4 eingesenkt ist. J. Früh hat aus dem Säntisrelief die Oberfläche 1,9 mal größer als die Grundfläche bestimmt, und diese Zahl stimmt mit den linearen Messungen von Arnold Heim aus den Profilumrissen überein, die 1,3 bis 1,5 mal der Basislinie entsprechen.

Die Gletscherwirkungen sind auffallend gering. Selten findet man einen Rundhöcker oder gar einen erkennbaren Gletscherschliff, und auch die Moränen sind spärlich. Dagegen sind die Bergstürze häufig; es sind deren über 40 bekannt, von denen 4 bis 5 größere Dimensionen erreichen. Der größte ist der gegen den Rhein gerichtete postglaziale Bergsturz von Salez, dessen Ablagerungsgebiet 3,5 km lang und 3 km breit ist, aber nur noch wenig aus den Alluvionen des Rheines herausschaut.

N S

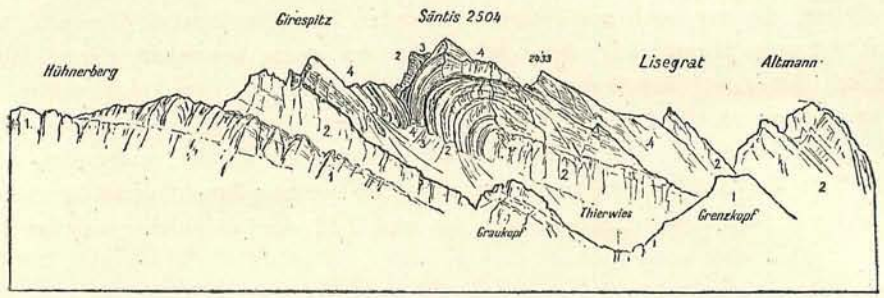



Fig. 111. Säntis vom Uetliberg bei Zürich aus, gezeichnet 25. XI. 1899, von Alb. Heim.

1 = Untere Kreide, 2 = Schrattenkalk, 3 = Gault, 4 = Seewerkalk.

Der Alpstein hat seine Karstphenomene. Unter den zahlreichen Höhlen sind die wichtigsten die Flußspathöhle im Valangienkalk der Dürrschrennen SE Ebenalp und die Wildkirchlihöhle 1480 m als prähistorische Fundgrube (Bd. I S. 336).

In Bau und Form ist das Säntisgebirge einem temperamentvolleren Jura zu vergleichen. Das Gebirge steigt und sinkt im ganzen mit seinem tektonischen Bau. Wohl haben Erosion und Verwitterung auch schon den inneren Bau angegriffen und einzelne Gewölbekerne entblößt — vielfach durch Querbrüche dazu aufgefordert. Aber sie sind noch lange nicht zu einer rücksichtslosen Überwindung der Tektonik durch die Oberflächenformung gelangt. Das Säntisgebirge ist in seiner ganzen heutigen Gestaltung noch weit mehr als bloß ein Erosionsrelikt, es ist ein zu dieser Gestalt tektonisch aufgefaltetes Gebirge (Typus I S. 69).

## Mattstockgruppe (Taf. XVII und XVIII).

Arn. Heim und J. Oberholzer, Geol. Karte der Gebirge am Walensee 1:25000, Spezialkarte Nr. 44, 1907.

Arn. Heim, Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe, „Beiträge" n. F. 20. Lfg., I—IV mit Atlas, 32 Tafeln, 1910—1917.

Die Mattstockgruppe zwischen Thur und Walensee wird größtenteils von der Säntisdecke gebildet. Ihr gehören an: Mattstock, Durchschlägiberg, Stock, Goggeien, Gulmen, Amdenermulde und Kapf. Die Schichtfolge beginnt mit Valangienmergel und gehört zum mittleren helvetischen Faziestypus. Im Gegensatz zum Alpstein mit seinen klaren Faltenwellen ist in diesem Gebiet die Säntisdecke zerschellt und in einzelne, teilweise äußerst schwer verständliche, getrennte Berge aufgelöst, die von Amdenermergeln und Wildflysch umhüllt sind (Tafel XVII).

Mattstock. Die nördlichste und größte Welle bildet die „Überwurfsklippe" des Mattstocks ob Amden, ein beim Vorrücken der Säntisdecke ringsum losgerissenes, auf das Nagelfluhgebirge hingeworfenes 4 km langes Brandungsstück. Es besteht aus einer prachtvollen Mulde aus Schrattenkalk bis Valangien, die diskordant auf der Speermolasse liegt (Taf. XIV Fig. 1 und Taf. XVIII Prof. 1). An diese Mulde schließt sich auf der SE-Seite ein enggepreßtes Gewölbe mit Kern aus Valangienmergel, dessen S-Schenkel wechselvoll zerdrückt und nach unten keilförmig abgequetscht ist (Furgglenkeil). Am Ostende streicht die sanft gebogene Mattstockmulde ohne Fortsetzung in die Luft hinaus, während der auf Wildflysch mit exotischen Blöcken (Fig. 101,a) sitzende S-Schenkel des südlich angepreßten Gewölbes die wechselvollsten Reduktionen erleidet. Von Gault sind dort nur noch Spuren vorhanden; der Schrattenkalk ist in einzelne Blöcke zwischen Neocom und gequältem Seewerkalk zerrissen, auf denen horizontale, streichende Rutschstreifen aufgezeichnet sind — also auch hier Längszerreißung!

Am N-Rand findet man das beste Profil an der kleinen Nase (Matthöhe 1580) am Weg zum Speer. Unter dem Valangien liegt aufgeschürfter Seewerkalk mit Assilinengrünsand in mehreren Schuppen, darunter etwas Stadschiefer auf steilstehender Molasse.

Am W-Ende bei der Brunnenegg (Quelle) sind zwischen Molasse-Nagelfluh und Valangienkalk des nördlichen Muldenschenkels nur noch 10 m Zwischenraum vorhanden: Rudimente von Seewerkalk und wohl entwickelter Assilinengrünsand. Die Flyschzone ist weggeschürft. Auch hier tritt die Mattstockmulde, zwar enggequetscht, aus dem Gebirge heraus, hoch über Molasse und Flysch des Flibachs hinweg in die Luft gerichtet (Taf. XVIII Prof. 1).

Durchschlägiberg (= Gschwendhöhe). Der Durchschlägiberg ist vom Furgglenkeil des Mattstocks durch das schmale Wildflyschband der Unteren Furggle getrennt. Am Weg von Amden zum Speer ist der etwas verknetete, steil gestellte Überschiebungskontakt von braunem Valangienmergel voller Exogyren auf Globigerinenschiefer (Stadschiefer?) aufgeschlossen. Von der Gschwendhöhe 1422 nach NE bäumt sich die Stirn senkrecht auf und ist sogar, an den Furgglenkeil stoßend, rückgestülpt. Unter starker tektonischer Verquetschung verschwindet sie dann gegen NE am Rombach — ob untertauchend oder nur longitudinal abgerissen bleibt unsicher. An der Durchschlägi, dem herrlichen Aussichtspunkt der Amdener Kurgäste, bricht die Säntisdecke in Form eines Systems steil NW fallender Längsbrüche von zusammen etwa 200 m Sprunghöhe gegen den Walensee ein. Dann setzt sich die mit ihrer Valangienbasis auf Eocän überschobene normale Kreideschichtreihe ununterbrochen durch die schöne sanfte Amdenermulde nach den Churfirsten fort (Fig. 116 und Taf. XVIII Prof. 1).

Goggeien (Fig. 112). Der Goggeien ist wohl der merkwürdigste und trotz genauester Untersuchungen am schwersten verständliche Kreideberg am N-Rand der Schweizeralpen. Schon seine pyramidenartige Gestalt mit vier sonderbaren Gipfelzähnen aus Schrattenkalk reimt sich nicht als Fortsetzung der Säntiswellen, deren SW-Ende er NW vorgelagert ist. C. Burckhardt, der sich an die erste tektonische Darstellung herangewagt hat („Beiträge" n. F. Lfg. 2, 1891), schreibt: „Ganz

plötzlich, unvermittelt, erhebt er sich aus dem Tale. Er erregt aber vor allem des Geologen Verwunderung, denn die langen Faltenzüge der Säntiskette setzen sich in den Häderenberg fort, und eine nordöstliche Fortsetzung des Goggeien suchen wir daher vergebens". Burckhardt nahm, der damaligen Zeit entsprechend, an, der Goggeien tauche an seinen Enden steil axial unter den Flysch der subalpinen Eocänzone. Die Neuuntersuchung hat nun ergeben, daß er nicht untertaucht, sondern obenauf schwimmt. Am inneren Rande des Berges läßt sich eine steil nach außen einfallende Überschiebung von Valangienmergel auf Globigerinenschiefer (Senon oder Eocän) verfolgen („Rote Pleigge"). Darauf folgt die normale, aber vielfach reduzierte und von ebenen, wie krummen Brüchen zerhackte Schichtfolge bis zum Senon. Zwischen den zwei nördlichen Gipfelzacken keilt eine schiefstehende Senonmulde aus. Am steil abfallenden N-Ende streicht die normale Kreideschichtreihe N bis NNW bei steilem W-Fallen, das ist quer zur Molasse, welch letztere nach kurzer Überdeckung unverändert weiter streicht. Es scheint, daß der Goggeien unter Verdrehung in eine Vertiefung des Nagelfluhgebirges hineingeschoben sei. Der ehemalige Zusammenhang mit dem Säntis bleibt rätselhaft.

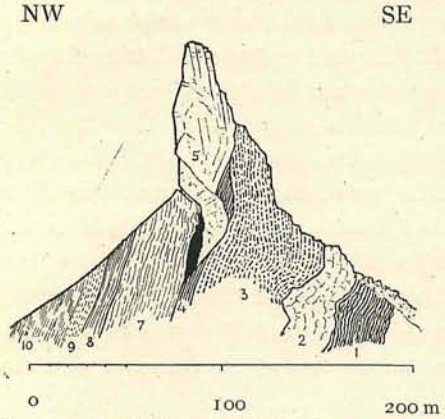



Fig. 112. Profilskizze durch den Goggeienzahn 1639 m, nach Arn. Heim.

1 = Valangienmergel, 2 = Valangienkalk, 3 = Kieselkalk, 4 = Drusbergschichten, 5 = Schrattenkalk, 6 = Brisischichten (schwarz), 7 = Seewerkalk, 8 = Seewerschiefer, 9 = Leibodenmergel, 10 = Leistmergel.

Stock und Gulmen. Der Stock, vom Goggeien abgerissen, auf der NW-Seite von Wildflysch begleitet, endet nach kurzer Kulminationswelle gegen SE mit steiler Aufschiebung von Valangienmergel. An die SE-Seite des Stock heran, von diesem nur durch 50—100 m steile Globigerinenmergel getrennt, tritt mit einem vertikalen Längsbruch der rundköpfige Gulmen (Taf. XVIII Prof. 1). Er erhebt sich von SE her aus der Amdenermulde zunächst mit 15 – 20° Axensteigen als einfaches Gewölbe nach NE, das am Gipfel (1792) die Kulmination erreicht. Von dort fällt es sehr rasch mit 30—40° axial nach ENE ab, wobei es zugleich wie eine weiche Siegellackstange fadenförmig längsgestreckt wird. Dabei gehen streckenweise im Scheitel alle Schichten zwischen Drusbergschichten und Seewerkalk verloren. Am Farenstöckli erholt sich die schmalgestreckte Rippe wieder auf 60 m Breite. Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk bleiben oben zurück. Die nächste Fortsetzung bildet ein Fetzen im Dürrenbach und schließlich der Graustein als W-Ende der Säntisfalten, 1 km weit vom Farenstöckli seitlich auseinandergerissen. Dieses schönste Beispiel von Längsstreckung ist von Arnold Heim bis in alle Details dargestellt (l. c. 1917, Taf. XXV, Spezialkarte 1 : 2500, ferner unsere Taf. XVII Fig. 1).

Im S-Schenkel des Gulmengewölbes erscheinen noch zwei Rippen mit unvermittelt längs Brüchen aus der Tiefe aufgepreßtem Schrattenkalk. Auch diese

sinken nach NE, tauchen aber nicht normal unter Flysch, sondern sind quer abgerissen.

Der Zusammenhang der bisher betrachteten Teile der Säntisdecke ergibt sich wie folgt: N der Thur liegt das Säntisfaltenbüschel als Nordrand der Alpen auf die Molasse hinausgestoßen. S der Thur spitzt es sich zusammengedrückt und longitudinal gestreckt aus im Häderenberg und setzt im Streichen gegen SW in abgerissenen Fetzen fort: Graustein — Dürrbach — Farenstöckli — Gulmen. Es erlischt in der Amdenermulde mit dem Kapf 1291. SW der Thur stellen sich über das Streichen der Säntisfalten weiter NW hinausgebrandete, zerschellte und gestreckte Wellen der Säntisdecke ein: Goggeien und Stock, die sich ebenfalls in die Amdenermulde auflösen, und zu äußerst Mattstock und Durchschlägiberg, letzterer übergehend in den N-Schenkel der Amdenermulde (Taf. XVII Fig. 2).

Bei Wesen am W-Ende des Walensees kommen unter der Überschiebung des Durchschlägibergs (Säntisdecke), zwischen dieser und der Molassenagelfluh drei verschiedene, reduzierte, tektonische Elemente zum Vorschein (Taf. XVIII Prof. 1):

1. Die Flifalte, ein durch Querbrüche in drei Hauptabschnitte zerhacktes N-S verstelltes Stirngewölbchen aus Schrattenkalk bis Eocän, dessen S-Ende durch schiefe Längszerrungsbrüche abgerissen zu sein scheint, während es an seinem N-Ende unter seinen Flyschmantel sticht (vergl. l. c. Spezialkarte 1 : 3000, Taf. XIV). Arnold Heim vermutet, daß es sich um den reduzierten und abgeschürften Kopf der Axendecke (= Walenstadter Zwischendecke) handelt.

2. Der Kapfenberg bei Wesen bildet eine SE fallende Platte von Quintnerkalk und Korallenkalk des Tithon („Eiffelturm"), die mittels reduziertem Seewerkalk und Assilinengrünsand auf „Flysch von autochthonem Typus" überschoben liegt. Sie hört nach NE unvermittelt auf, setzt sich aber nach SW in der Wagetenkette fort.

3. Der Mergelflysch des Flibaches mit seinen Fetzen von fossilreichem Nummulitenkalk des Lutétien und Austernbänken des Senon, von dem die Flifalte umhüllt ist, gehört nach neuester Auffassung zur eingewickelten, ultrahelvetischen Zone (vergl. S. 354).

## Churfirsten.

(Literatur s. S. 372.)

Von der Amdenermulde gelangt man östlich zum Kapf, einem durch Längsbrüche gedoppelten, den Gulmen nach SSE fortsetzenden Gewölbe, dann zur Mulde des Fliegenspitz, die sich nordostwärts vertiefend nach dem flachen Paß-Sattel von Wildhaus fortsetzt und mit ihrer Füllung von Amdenerschichten und Wildflysch Gulmen und Säntis von den Churfirsten trennt (Wildhausermulde).

Die Churfirsten (Grenzfirsten des alten Bezirkes Chur) bilden einen 10 km langen außerordentlich scharfen EW verlaufenden Kamm, dessen Gipfelzacken wie Zähne einer gewaltigen Säge den Walensee um 1700—1900 m überragen (Fig. 116).

Die Breschen sind nicht an die Querbrüche gebunden. Meistens fallen sie gar nicht mit Querbrüchen zusammen. Am Frümsel, wo ein Breschenrand auf einen Bruchrand fällt, liegt die Bresche auf der um 40 m gehobenen Seite, und der Frümsel, trotzdem er von einem Hauptquerbruch durchsetzt ist, ist als einheitlicher Felszahn herausmodelliert. Sonderbarerweise sind die Breschen auch nicht durch

Ausbrüche von Nischen an der steilen nach S gewendeten Schichtkopfseite bedingt. Vielmehr sind sie durch karartige Eintiefungen im Schichtrücken an der N-Seite entstanden (Fig. 113). Zwischen Käserrugg und Hinterrugg sieht man, wie eine Nische von der N-Seite mit dem Schichtsteigen nach S hinaufwandert. Sie hat dort den Grat eben erreicht, aber noch nicht durchgekerbt. Die den 200—300 m tiefen Gratlücken zwischen den halbdachförmigen Gipfeln entsprechende Gesteinsmasse ist, mit Ausnahme ganz unbedeutender Schuttmassen, ganz verschwunden, obschon Wegspülfurchen fehlen. Überall wird der

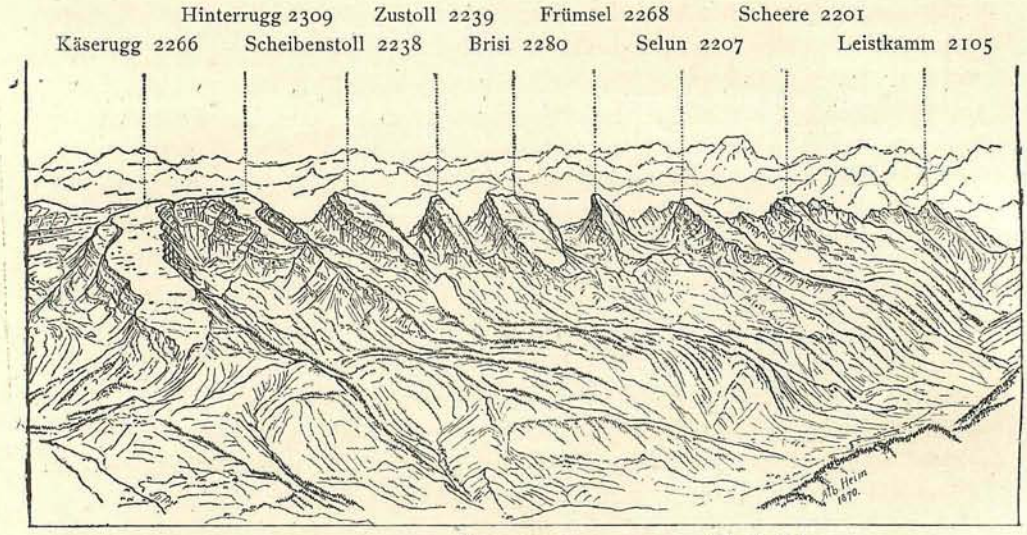



Fig. 113. Nordseite der Churfirsten gesehen vom Säntis.

durchlässige Schrattenkalk mit seinen Karren im Grunde der Sättel zwischen den Gipfeln entblößt, sobald die reichliche Schneeanhäufung weggeschmolzen ist. Auflösung des Gesteines und unterirdische Abfuhr des Gelösten scheinen das meiste zur Zerteilung des Churfirstengrates in etwa ein Dutzend Gipfel geleistet zu haben. Die Lücken zwischen den Churfirstengipfeln sind mit Ausnahme der östlichen gewissermaßen „Kare ohne Rückwand" oder „Kare mit durchbrochener Rückwand". Einzig im Brisital gibt es eine Karmoräne. Wir kennen keinen zweiten Fall von so ausgesprochener Art in unseren Alpen. Am meisten Ähnlichkeit bietet noch die Axenkette.

Die großen Flächen der Selunalp, Breitenalp und Selamattalp entsprechen einer tektonischen Terrasse der Rückenseite mit flachliegendem Gault, der in großer Ausdehnung den guten Weideboden liefert. Längs großen N streichenden Querbrüchen, die schon aus der Ferne als Gräben sichtbar sind, ist jeweilen die östliche der genannten Alpstufen um 50—150 m tiefer gestellt, wodurch das allgemeine sanfte Axensinken der Faltenformen nach dem Rheine verstärkt wird. Der bedeutendste der genannten Brüche ist der Frümselbruch, der die Breitenalp von der Selamatt trennt und in den Gipfel des Frümsel (2268 m) schneidet. Er zeichnet sich durch tief eingeklemmte Pakete von Seewerkalk aus und verrät durch seine

Rutschstreifen, daß außer der vertikalen auch eine horizontal scherende Bewegung stattgefunden hat, in ähnlicher Art wie am Sax-Schwendi-Bruch im Säntisgebirge. Keiner der Churfirstenbrüche setzt sich aber bis in die Säntisfalten fort.

Auf der S-Seite der Churfirsten läßt sich mit Unterbrechungen durch Gehängeschutt und Moräne längs des ganzen Walensees feststellen, daß die Churfirsten samt Gulmen und Säntis, mit denen sie zusammenhängen (Säntisdecke), auf die tiefere Schichtserie (Mürtschendecke) überschoben sind. Schon die bedeutende Faziesdifferenz zwischen beiden Schichtreihen beweist, daß es sich weder um eine lokale Überschiebung, noch um eine solche aus N handeln kann (vergl. S. 25—26); denn der Theorie entsprechend gelangt man im SE der tieferen Serie (Mürtschenstock-Walenstadt) zu übereinstimmender Fazies mit dem N-Rand der höheren (Säntis). Zwischen Betlis und Quinten weisen die übereinanderliegenden Serien die folgenden besonders auffallenden Faziesunterschiede auf:

| Mürtschendecke (unten) | Säntisdecke (oben) |
|---|---|
| Stadschiefer | |
| Assilinengrünsand | Wildflysch direkt auf: |
| Senon fehlt | Senonmergel 200—300 m |
| Seewerkalk 50—100 m | Seewerkalk und Seewerschiefer 150—200 m |
| Turrilitenschichten, fossilreich | Turrilitenschichten, fossilarm |
| Albien, unvollständig 5—10 m | Albien, vollständig 35 m |
| Brisischichten fehlen | Brisischichten 15—20 m |
| Schrattenkalk 60—100 m | Schrattenkalk 250—300 m |
| Drusbergschichten verkalkt, litoral, mit Austernbänken 50 m | Drusbergschichten, fossilarme Mergel 30 m |
| Kieselkalk 30 m | Kieselkalk 150 m |
| Valangienkalk als brauner Echinodermenkalk, 15 m | Valangienkalk, hellgrau, oolithisch, 80 m |
| Valangienmergel fehlen | Valangienmergel 100 m |
| Oehrlikalk (mit Nerineen) 60—80 m | Oehrlikalkfazies verschwunden. |
| Kreide im Ganzen (exkl. Berrias) 350 m | Kreide (exkl. Berrias) 1100 m |

Die untere Serie weist somit den nördlichen, die obere den mittleren helvetischen Faziestypus auf (vergl. Taf. XVI) und die ursprüngliche Entfernung am Meerboden betrug in SE-Richtung, nach Abwicklung gemessen, 15—20 km.

Den schönsten Überschiebungskontakt, einen der schönsten der Alpen überhaupt, bietet das Serentobel bei Betlis. Mit scharfer Grenze liegt der Valangienkalk der Säntisdecke flach auf NW geschlepptem Eocän der Mürtschendecke (Fig. 114 u. 115). Weiter östlich ob Quinten schieben sich als Unterlage der Säntisdecke noch mächtige Valangienmergel ein, die bei Betlis weggeschürft sind, und diese werden eine Strecke weit (S unter Nägeliberg) von einem Band gequetschten, metamorphen Valangienkalkes als verkehrtem Mittelschenkel unterlagert. Südlich des Frümsel stellt sich auch der Malm ein, ein liegendes Gewölbeknie bildend, und die Überschiebungsfläche senkt sich anscheinend längs der moränenbedeckten breiten Terrasse des Walenstadterberges. Sie beschreibt so von Betlis bis gegen Walenstadt einen weitgespannten Bogen über dem Walensee mit ca. 9 km Sehne, und 1100 m Pfeilhöhe über Quinten, dessen Scheitel etwa 10—20° nach ENE fallend schief in das Gebirge hineinsticht.

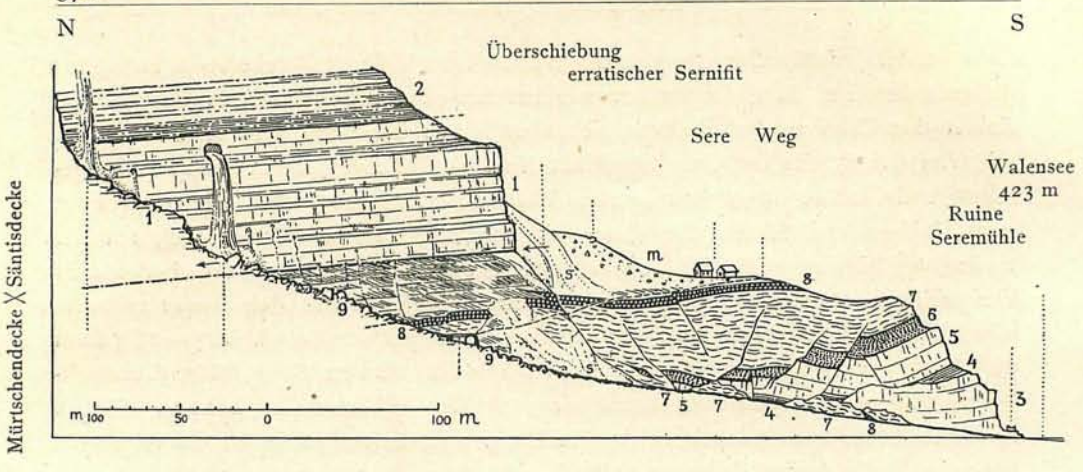



Fig. 114. Profilansicht der Ostseite des Seretobels Betlis (Überschiebungskontakt der Säntisdecke) nach Arn. Heim 1917.

1. Valangienkalk,
2. Hauterivien-Kieselkalk,
3. Unterer Schrattenkalk,
4. Orbitolinenmergel,
5. Oberer Schrattenkalk
6. Gault, Albien,
7. Seewerkalk,
8. Assilinengrünsand (Lutétien),
9. Flyschschiefer.

m = Moräne des Walenseegletschers, s = Gehängeschutt.

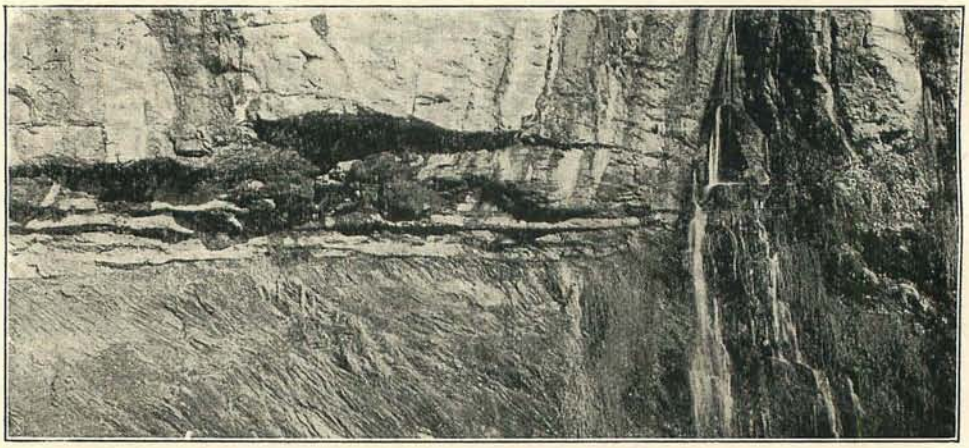


Fig. 115. Überschiebung von Valangienkalk der Säntisdecke auf Flysch der Mürtschendecke am Seretobel bei Betlis, phot. Arn. Heim 1917.
N S

Einen schönen Aufschluß bietet wieder der Ackerbach bei Walenstadt: Unterer Dogger (Aalénien) der Säntisdecke, darunter Malmkalk (verkehrt?), der mit glatter Rutschfläche 25° NNE fallend auf Zementsteinschichten (Portlandien) überschoben liegt, die 2 km mächtige normale scheinbar ungestörte mesozoische Schichtfolge der östlichen Churfirsten tragend (Fig. 116). Die liegenden Zementsteinmergel gehören aber nicht mehr zur Mürtschendecke, sondern zum hangenden Teil der „Walenstadter Zwischendecke", die sich bei Walenstadt keilförmig einschaltet, und ihrerseits die Zementsteinschichten und die Kreide der Mürtschendecke diskordant abschürft.

## Alviergruppe.

Neuere Literatur: Arnold Heim und J. Oberholzer, Geolog. Karte der Alviergruppe 1 : 25 000, „Beiträge", Spezialkarte Nr. 80, 1917. (Stratigraphie in Arnold Heim, Churfirsten l. c.)

Während sich der Rücken der Churfirsten nach E verflacht, und mit seinem Seewer-Hochplateau von Käserrugg und Gamserrugg einen auffallenden Kontrast zu den Säntisfalten bildet, um dann schließlich nördlich des Voralpsees mit einem N-S streichenden Bruch in die Tiefe zu sinken, beginnt in der Alviergruppe, d. h. in der orographischen Fortsetzung der Churfirsten die Faltung von neuem. Wir rechnen zur Alviergruppe das Jura-Kreidegebirge zwischen Niederipaß-Voralpsee, Seeztal und Rheintal (Alvier = 2345 m).

Die Sedimente sind in südlich helvetischer Fazies entwickelt: mächtiger Lias und Dogger, mächtige Zementsteinschichten, die mit den Mergeln des Valangien zusammen die „Balfriesschiefer" Eschers bilden und die 2 km breite Alpterrasse von Palfris bedingen; Valangienkalk in bathyaler Fazies (Diphyoideskalk bis 80 m), bis 600 m mächtiger dünnschichtiger Kieselkalk, mächtige Drusbergmergel, unterer Schrattenkalk vermergelnd, mächtiges Gargasien mit Luitere-, Gamser- und Brisischichten, Gault mit Niederi- und Knollenschichten, Seewerkalk abnehmend, Leistmergel, und

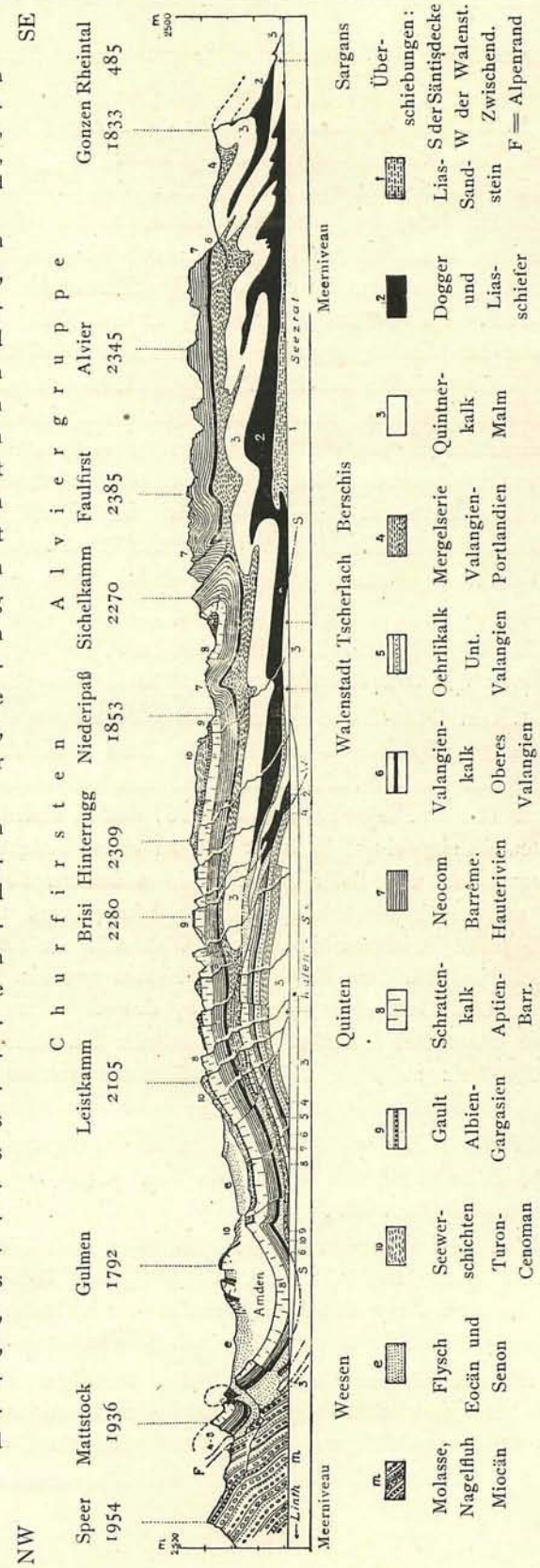



Fig. 116. Nordseite des Walenseetales, in Parallelprojektion aus SW, nach Arn. Heim 1907 - 1917.

Sevelerschiefer als Vertreter der Wangschichten. Die Kreide erreicht am Alvier ihre maximale Entwicklung mit 1700—1900 m.

In tektonischer Hinsicht ist für die Alviergruppe bezeichnend eine dreifache Disharmonie der Faltung innerhalb der gleichen oberhelvetischen Schubdecke: 1. Das prächtige liegende Liasgewölbe von St. Georgen bei Berschis wendet sich gegen die davor liegende Malmmulde, 2. die schon aus der Ferne sichtbaren liegenden Malmfalten mit Doggerkern von Walenstadt bis Sargans sitzen dem Lias disharmonisch auf und werden völlig disharmonisch von der Kreide überlagert (Fig. 116). Die getrennte Bewegung ist ermöglicht durch die Ton- und Mergelschiefer der Lias-Doggergrenze einerseits und der Malmkreidegrenze mit den mächtigen Balfriesschiefern anderseits. Bezüglich ihres Axengefälles herrscht hingegen völlige Harmonie, indem das ganze Faltensystem durchschnittlich 20—30° im Streichen nach NE unter das Rheintal abfällt. Konform diesem Axenfallen verläuft auch die Oberfläche: sanfter Aufstieg vom Rheintal (Trübbach-Buchs-Grabs) aus nach SW bis zum scharfen Kieselkalk-Gipfelgrat Gamsberg-Alvier mit seinen höchsten Erhebungen Faulfrist (2385 m) und Gamsberg (2383 m), steiler Abbruch quer zu den Schichten zuerst zur Verwitterungsterrasse von Palfris, dann zweiter Abbruch quer zu den Jurafalten ins Seeztal.

Im Kreidegebiet lassen sich von NW folgende, zuerst von A. Ludwig benannte, von Arn. Escher schon 1850 kartierte Falten unterscheiden:

1. Das Glatthaldengewölbe (Höchst), das in fast aufrechter Form schon vor dem Voralpsee steil axial in die Tiefe versinkt, und dadurch am Voralpsee die Mulden der Niederi und des Sichelkammes vereinigt. Erhaltene Länge $2^1/_2$ km.

2. Das Sichelkammgewölbe, dessen überliegender Kern am Sichelkamm größtenteils abgewittert ist, setzt sich an einem bedeutenden Bruch (Schiffloch) nach N verschoben und tiefer gesunken in aufrechter Form in den „Weißen Frauen" fort, um östlich des Voralpsees nach 6 km Länge zu versinken. Die nach NW überliegende Muldenverbindung zur Glatthalde ist prachtvoll gegen den Walensee entblößt und hat dem Berge seinen Namen gegeben (Fig. 116).

3. Das Gamsberggewölbe, dessen Valangienkern das „Goldloch" und dessen nördlicher Schenkel aus Kieselkalk den kühnen Gamsberg bildet, versinkt im Kieselkalk auf Sisiz, bildet das Schrattengewölbe des Margelkopfs und taucht dann ebenso rasch wie das Gehänge unter den Rhein. Länge ca. 8 km.

4. Das Faulfirstgewölbe, eine schwächere Aufwölbung, die sich zu fast ebener Platte über den Alvier bis zum Rhein fortsetzt, jedoch von zahlreichen Brüchen zerstückelt ist.

Von den liegenden Dogger-Malmfalten sind die bedeutendsten: Gasalta ob Berschis $^3/_4$ km, Balzon 1,5 km, Twirri $^3/_4$ km, Tschuggen 2 km weit überliegend; dazu kommen die aufrechteren Gewölbe des im Malm erzführenden Gonzen (S. 288), und das kleine Schollberggewölbe mit Scheitelbruch bei Trübbach.

Ähnlich wie im Säntis so finden wir allgemein im Gebiet zwischen Thur, Walenseetal und Rhein zahlreiche Brüche, und zwar häufiger in den höheren Schichtlagen als in den tieferen. Die meisten verlaufen SN. Im Osten der Alviergruppe

kommen auch dem NE sinkenden Kreiderücken folgende, also parallel den Falten streichende Brüche nach Art von Grabenbrüchen vor (Tobelbach zwischen Alvier und Buchs). Wie im Juragebirge sind aber alle Brüche der Faltung und Überschiebung gegenüber untergeordnet, als Begleiterscheinung in deren letzten Phasen.

## Oberflächenbildungen.

Moränen und Schotter. Zu den ältesten Glazialbildungen des Churfirsten-Alviergebietes gehören wohl die verschürfte interglaziale Schieferkohle von Wildhaus (vergl. Bd. I S. 315), sowie die alten Schuttkegel von Walenstadt bis Berschis. Der Rheingletscher reichte auf die Terrasse von Palfris bis 1650 m, bei Amden bis 1330 m. Unter den erratischen Blöcken von Betlis sind Verrucano und Trias häufig, nicht aber typische Rheingeschiebe. Sie sind nach Oberholzer einem selbständigen „Walenseegletscher" zuzuschreiben, der nach Rückzug des Rheinarmes von der Südseite des Walenseetales herüberflutete. Von Lokalgletschern sind zu nennen die Hängegletscher der Churfirsten-N-Seite, welche im Bühlstadium die Zungenmoränen von Alt St. Johann erzeugten, und die Wälle auf der N-Seite des Mattstocks, mit der Schneehaldenmoräne von Hinter Mattalp.

Betreffend Löß des Rheintales vergl. Bd. I S. 322.

Postglaziale Bergstürze von bedeutenden Dimensionen wurden von der Alviergruppe erzeugt. Der Voralpsturz, von der Kapfwand herkommend, staute das Voralptal zum See, filtriert und reguliert das unterirdisch ausfließende Wasser (vergl. J. Hug, Voralpsee, Grundwasservorkommnisse der Schweiz, Bern 1918).

Die Kieselkalkmauer des Alvier reichte noch ein Stück SE der Gauschla und stürzte ab ins Rheintal (Azmoos), ein Trümmerfeld von etwa 5 km² bildend. Der gefährliche Trübbach bewegt sich an dessen Rand. Seine oberen Absenkungsnischen gehören z. T. dem Balfriesschiefer, z. T. dem Bergsturzgebiete an. Von den Jurawänden auf der SW-Seite brachen verschiedene kleinere Felsmassen zum Seeztal nieder.

Durch Färbversuche wurde nachgewiesen, daß das auf Alp Sisiz im Schrattenkalk versickernde Wasser die Quellen des 6 km ENE davon gelegenen Werdenberger Seeleins speist.

## Fläscherberg.

Th. Lorenz, Monographie des Fläscherberges, „Beiträge" 1900. Berichtigungen in D. Trümpy, Rhätikon, „Beiträge" 1916 S. 48, 77—90, und Arnold Heim, Churfirsten, Bd. 2, „Beiträge" 1917 S. 435, 470, 489.

Der Fläscherberg (1138 m) zwischen Sargans und Maiental ist ein Inselberg im Rheintal, im W von der Alluvialebene des Rheins, im E von einem gewaltigen abgestorbenen, vom Falknis (Glecktobel) herabkommenden Schuttkegel begrenzt. Wie in der Alviergruppe streichen die Isoklinalkämme nach SE und sind die steilen Felsabbrüche gegen SW gewendet, während die NE-Seite entsprechend der Schichtlage sanfter abfällt, und wie dort streichen die Faltenaxen quer zum Scheitelkamm normal nach ENE (Heidenschopf-Doggerknie, Mozentobel-Malm, Valangienfalte N

Fläsch, Malmfalte am SE-Ende), sinken aber axial 20—30° nach NE, unter den Falknis ein.

Der halbkreisförmige Gebirgsbogen Churfirsten—Alvier—Fläscherberg—Calanda, der das Rhein-Walenseetal umgibt und aus Schichten besteht, die ihr Streichen von NE nach E und SE drehen, wurde vor 100 Jahren mit einem Kraterwall um das Ostende des Aarmassives herum verglichen. Lorenz glaubte 1900 darin eine konzentrische Überschiebung zu sehen („Glarner Bogenfalte"), und verwechselte wie Rothpletz das Axenfallen mit einem vermeintlichen Schub aus Osten. Erst die

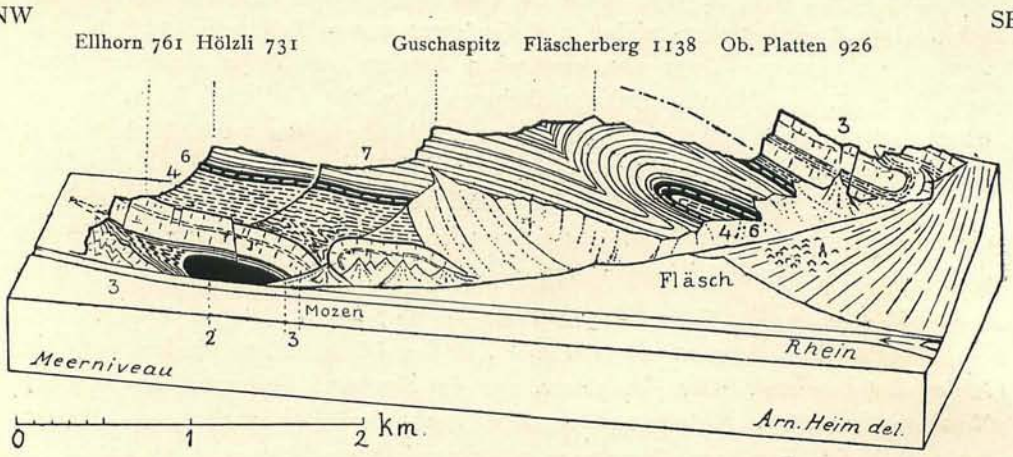



Fig. 117. Profilansicht des Fläscherberges, Parallelprojektion in der Richtung 30° NE Fall (Axenfallen), skizziert von Arn. Heim.

2 = Dogger, 3 links = Schiltschiefer und Quintnerkalk, 3 rechts = Malm südlicher Fazies, 4 = Portland-Valangienmergel (Balfriesschiefer), 6 = Valangienkalk, 7 = Hauterivien-Kieselkalk.

Deckenlehre hat die Aufklärung gebracht: Churfirsten—Alvier—Fläscherberg werden gebildet durch den inneren Abwitterungsrand des axial nach NE eintauchenden aufgewölbten Rückens der großen Säntis-Drusberg-Decke.

In stratigraphisch-tektonischer Hinsicht erweist sich der Fläscherberg aus zwei scharf getrennten Teilen zusammengesetzt:

1. Der weit größere NW-Teil bildet die Fortsetzung der Alviergruppe mit wenig veränderter Fazies und genau gleichem Baustil. Die Disharmonie der Faltung zeigt sich am Mozentobel, wo der Malm eine tief eingeklemmte Mulde neben einem schon vom Bahnhof Sargans aus prächtig sichtbaren Gewölbeknie aus Quintnerkalk bildet, dessen Axe E 30° N streicht, während Valangienkalk und Hauterivien eine glatte Brücke darüber hinwegschlagen (Fig. 117). Diese Malmfalte ist vermutlich kompensiert durch die liegende Valangienfalte N Fläsch.

2. Die SE-Decke wird von einer durch Brüche zerhackten Platte („Platten", „Obere Platte", „Untere Platte") von Malmkalk gebildet, die an ihrem SE-Ende zu einem NW überliegenden Gewölbe aufgestaucht ist (Fig. 117). Dieser Malm ist auf das helvetische Valangien überschoben und zeigt eine veränderte Fazies: Dichter Kalk vom Typus Quintnerkalk mit Aptychen, der jedoch durch Sandstein

und glimmerführende Tonschiefer (zirka 70 m) in zwei Teile zerlegt wird. Diese Sand- und Tonschichten wurden von Lorenz irrtümlich als Dogger betrachtet, dann aber auf der Exkursion des Oberrheinischen Geol.-V. 1907 (Paulcke) als normale stratigraphische Einlagerung im Malm erkannt. (Genaue Profile in Trümpy l.c.). Vermutlich entsprechen die überschobenen „Platten" den ultrahelvetischen Decken des Wallis (Bonvindecke).

## Calanda

(Fig. 118).

M. Blumenthal, Der Calanda, „Beiträge" 1912; J. Oberholzer, Geol. Karte zwischen Linthgebiet und Rhein, „Beiträge", Spez.-Karte 63 (im Druck).

Die ersten Veröffentlichungen über den Calanda stammen von G. Theobald (Der

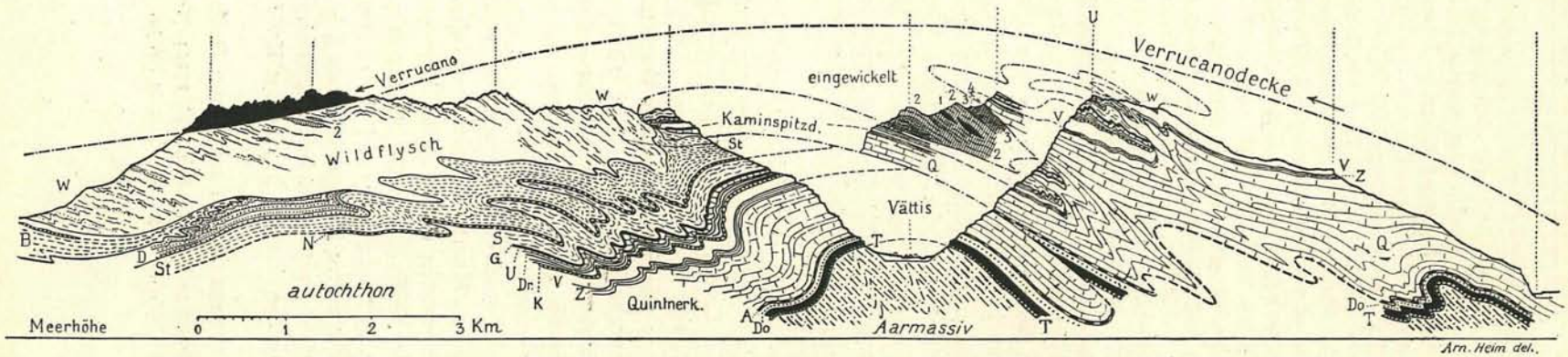



Fig. 118. Profil Calanda—Graue Hörner, 1:80000, von J. Oberholzer (Stelli ergänzt von Arn. Heim).

Normale helvetische Serie: T = Trias, beginnend mit Melsersandstein auf kristallinen Massivgesteinen, darüber Rötidolomit; Do = Dogger; A = Schiltschichten (Argovien); Q = Quintnerkalk; V = Oehrli-Valangienkalk (leer); K = Kieselkalk (punktiert); Dr = Drusbergschichten; U = Schrattenkalk; G = Gault (schwarze Linie); S = Seewerschichten; N = Nummuliten, Assilinengrünsand; St = Stadschiefer, Eocän; D = Dachschiefer und Sandstein, Oligocän.

Eingewickelte Serie: 1 = massiver, hellgrauer Kalk in Linsen, schwarz gezeichnet (Malm?); 2 = Seewerartiger Kalk (Leimernschichten) Turon; 3 = Leistmergel, Senon; 4 = Assilinengrünsand; W = Wildflysch mit Quarzit; B = Blattengratschichten mit Nummulitenkalk.

Calanda, Jahrbuch N. G., Graubünden 1854, ergänzt 1855/56), dem damaligen Kantonsschulprofessor in Chur. Später hat Chr. Piperoff (Geol. d. Calanda, „Beiträge" 1897) eine monographische Bearbeitung und dazu eine geol. Karte 1:50000 geliefert. Ihm erschien der Calanda als eine einfache nach N überliegende autochthone Falte. Zahlreiche Mängel veranlaßten 1912 eine weitere Neuuntersuchung durch M. Blumenthal. Allein auch diesem ist die Enträtselung erst teilweise gelungen, so daß J. Oberholzer 1913 von der Schweiz. geol. Kommission mit einer Revision von Blumenthals Manuskriptkarte betraut wurde. Obwohl heute die Kartierung in 1:50000 abgeschlossen ist, wird man auch noch Jahrzehnte auf eine restlose Entschleierung aller Einzelheiten des nördlichen Teiles verzichten müssen, wenn auch die prinzipiellen Fragen nun zum großen Teil gelöst zu sein scheinen. Die Hauptschwierigkeiten sind: 1. Außergewöhnliche Metamorphose mit Clivage, besonders am Ostfuß des Berges, wo Schrattenkalk wie Seewerkalk und Malm zu Marmorschiefer gequetscht und im Handstück oft nicht mehr zu unterscheiden sind (S. 104). 2. Die Mulden zwischen den Calandafalten sind ausgefüllt von mächtigen geschuppten und durcheinander gekneteten Massen metamorpher Kalke und Schiefer, die größtenteils zur Kreide gehören, aber mit den Calandafalten in keiner direkten Verbindung stehen, sondern als verkehrte Mulden in die echten Mulden eingewickelt sind (1. Matonalp, 2. Stelli, 3. Calandagipfel).

Der Calanda (2808 m) fällt axial nach E parallel den Schichten mit etwa 20° gegen den Rhein und wendet seinen mächtigen 1950 m hohen Felsabbruch nach W gegen die Tamina. Beidseitig wird er von den Ausläufen des gegabelten Aarmassives begleitet, deren kristalline Gesteine hier zum letzten Mal zum Vorschein kommen: im Tamina-Calfeusertal und bei Tamins am Rhein (vergl. S. 143, 146 und 175).

Bei Waldboden auf der E-Seite der Tamina wird der autochthone Kreidemantel diskordant von einer Malmplatte überschoben, die sich nach NE über den Kaminspitz 1807 bis zum Rhein (Mastrils. Isla) fortsetzt und bei Untervaz gewonnen wird („Untervazer Marmor", metamorph ausgewalzte Korallen). Normal darüber liegt sehr reduzierte Kreide (Zweienspitz).

Inmitten der Felswände W des Haldensteiner Calanda vereinigt sich muldenförmig der Malm der Kaminspitz-D. mit demjenigen der „Unteren Calandafalte", die auf der S-Seite des Val Cosenz bis zum Rhein (Horn) mit Oehrlikalk auf fremdartiger eingewickelter Kreide überschoben liegt. Eine besondere Eigenart ist die kleine NNE überliegende Querfalte im oberen Vordertal.

Bei der Ruine Neuenburg am Rhein wird die Kreide der „Unteren Calandafalte" von Drusbergschichten der „Oberen Calandafalte" überschoben, und diese Überlagerung läßt sich bis zur kompliziert verfalteten Gipfelregion (Männersattel) verfolgen, hat aber nur geringe Schubbreite.

Der Calanda besteht somit aus einem autochthonen Sockel mit drei darübergeschobenen Mantelfalten, von denen die tiefste deckenartig 3—4 km nach NW vorgestoßen wurde. Alle sinken etwa 20° E nach dem Rhein.

Die Ausbildung der Sedimente gehört ganz zum nördlichen Faziestypus. Am Kaminspitzgrat ist die Kreide primär reduziert; Hauterivien und Schrattenkalk fehlen ganz, während der untere Schrattenkalk nördlich davon deutlich (Vättneralp), südlich davon sogar mächtig entwickelt ist (Weißtannenwald). Vielleicht bildete die ursprüngliche Massivunterlage einen Rücken in der Kreidezeit.

### Die parautochthonen Falten zwischen Calanda und Linthtal.

M. Blumenthal, Ringel-Segnes-Gruppe, „Beiträge" 1911; J. Oberholzer u. Alb. Heim, Geol. Karte d. Glarneralpen, „Beiträge" Spezialkarte Nr. 50.

Isoliert auf der N-Seite des steil und tief eingeschnittenen Calfeusertales tragen drei merkwürdige Berge klippenartige Kappen aus Malm und Kreide auf autochthonem Eocän, von E: der Aelplikopf 2619, Drachenberg 2616 und Gigerwaldspitz 2295. Nach der Ansicht von Tolwinski und Blumenthal werden sie von der Stirn der oberen Malmplatte des Calanda gebildet, während J. Oberholzer nach neuester Mitteilung mit guter Begründung zu der Ansicht gelangt, daß sie der Stirn der tieferen Kaminspitzfalte angehören (Fig. 118 und 119). Diese setzt sich im S des Calfeusentales gegen SW fort in den Orgeln, wo sie von der nächst höheren Falte der Panärahörner überlagert wird. Die Panärafalte endigt gegen W auskeilend unter dem Glasergletscher.

Wie die untere Calandafalte rückwärts noch von einer oberen überlagert wird, so legt sich S am Ringelspitz auf die Panärafalte mit Malm und Kreide die Tscheppfalte, und über beide hinweg schiebt sich bei 3000—3100 m der Verrucano der großen helvetischen Schubmasse (Taf. XVIII Prof. 1), von der auf dem Calanda kein Rest mehr erhalten geblieben ist. Alle diese Berge vom Calanda zum Ringelspitz und bis an den Kistenpaß steigen mit ihren Faltungsrücken aus dem Rheintal auf und brechen gegen NW in ungeheuren Steilwänden ab.

Die Fortsetzung des Calanda und Ringelspitz im W bildet die gegen S sanft geneigte Tafel des Flimserstein. Er wird von der Tscheppfalte gebildet, deren Malm am Ostabbruch als liegende Spitzfalte sichtbar ist. Auf der darüber liegenden normalen Kreide sitzen noch Reste der Verrucanodecke. Die relativ tiefe Lage entspricht einer allgemeinen Einsattlung, die durch das Untertauchen des Massivrückens in der Tiefe bedingt ist (Fig. 155a). Darum erscheint in Taf. XVIII Prof. 1 die gleiche Tscheppfalte in jeder vorderen Kulisse tiefer gestellt. Dann folgt wieder ein neues Ansteigen. Vom Panixerpaß N absteigend durchquert man zunächst unter dem Verrucano und Lochseitenkalk des Rotstock eine merkwürdige, noch nicht ganz aufgeklärte verkehrte Quermulde, dann mächtigen normal liegenden Malm, der vermutlich der Tscheppfalte entspricht und auf Flysch überschoben ist. Schließlich quert man „Im Loch" in einem Flyschfenster noch die Stirn einer tieferen parautochthonen Kreidefalte. Diese sticht unter dem Flysch der Hausstockgruppe hindurch und erscheint mit vielen andern spitz ausgezogenen parautochthonen Falten wieder auf der Baumgartenalp, wo deren Abzweigungen vom autochthonen Sedimentmantel direkt beobachtet werden können (Taf. VII 1—3, XVIII 1 u. 2, S. 167 u. 178).

Alle die genannten parautochthonen Falten sind somit als Abschuppungen des Massivmantels zu betrachten, eine Art helvetischer Decken im kleinen. Es sei hier noch auf die analogen Erscheinungen des Mt. Joly am N-Rand des Montblanc-M. aufmerksam gemacht.

### Die parautochthonen Falten zwischen Linth und Reuß.

Albert Heim, Vierteljahrsschr. N. G. Zürich 1906; W. Staub in „Beiträge" n F. 32. Lfg. 1911.

Am Klausenpaß, wo Glarner- und Mürtschen-D. ausgekeilt sind und damit auch der Verrucano fehlt, sind, diese ersetzend, über den gewöhnlichen Mantelfalten noch deckenartig vom Massivrücken herunterhängende parautochthone Tauchfalten vor-

vorhanden: Kammlistockdecke, Griesstockdecke und Hohfaulendecke (Taf. VII 3—5, XVIII 3 und XIX 4).

Die höchste dieser Schuppen ist die Kammlistockdecke. Sie hängt mit ihrer Wurzel nicht mehr zusammen, sondern setzt mit südlichem Erosionsrand aus der Höhe steil absteigend im Kammlistock und Claridenstock 3270 m hinter und über autochthonem Taveyannazsandstein ein. Im Kammlistock enthält sie noch einen Kern von Dogger (Eisenoolith und Echinodermenbreccie); am Grat gegen den Klausenpaß zeigt sie sich enorm kompliziert zusammengefaltet und enthält in ihrer Unterlage verkehrte Kreide. Sie erstreckt sich östlich durch den Claridengrat, vielleicht bis in den Kammerstock, reicht aber nicht nördlich darüber hinaus. Die Komplikation ist sehr groß und die Begehung des Gebietes sehr schwierig.

Getrennt davon durch das Eocän der Kammlilücke und des Kleinscheerhorn, eine tektonische Stufe tiefer, folgt die Griesstockdecke. Sie ist von ihrer Wurzel, welche etwa über dem Scheitel des Aar-M. gelegen haben mochte, abgeschürft und verschleppt. Sie schwimmt ganz im Eocän am N-Rand des Massives. Ihre Kreide setzt am Gipfel des Großscheerhorns ein, ihr Malm beginnt unter dem Gipfel des Kleinscheerhorns mit abgequetschtem zugespitztem Lappen, getrennt vom autochthonen Malm durch Nummulitenkalk und Taveyannazsandstein. Sie sinkt in steilem Bogen, harmonisch um das Knie der Windgällenfalte herum gebogen, zum Griesstock ab und erstreckt sich mit etwa 400 m Mächtigkeit, die Balmwand bildend, durch den Abschlußzirkus des Schächentales bis an dessen N-Seite, wo beim Straßentunnel die Stirnumbiegung erkennbar ist. Stets ist die Unterfläche eine glatte Aufschiebung des Malm auf Flysch, während die Oberseite in kleinen nördlich überliegenden Fältchen und Schuppen ausgezahnt ist. Der Malm ist bedeckt von einzelnen unregelmäßig verteilten Schuppen von Kreide, unter denen z. T. fossilführend Kieselkalk, Drusbergschichten, Schrattenkalk, besonders Gault und Seewerkalk erscheinen. E des Klausenpasses bildet der Malm der Griesstockdecke die Zirkuswände der Kluse, über die der Wasserfall des Claridengletscherbaches stürzt, sowie die Gehänge an der S-Seite des Urnerbodens bis an den Kammerstock.

Eine dritte parautochthone Schuppe ist stellenweise nur durch 100—200 m Eocän vom autochthonen Malm getrennt. Sie ist im Schwarzstöckli und am Fuß des Windgälle-N-Absturzes unter deren Stirn eingewickelt und erstreckt sich nachher vom Seewelisee unter dem Hohfaulen durch, wo ihr Malm bei 1900 m an der Burg endigt — die Hohfaulendecke (W. Staub). Sie besteht fast nur aus Malmkalk mit aufliegendem Eogen und erreicht im Malm als eine oben und unten ziemlich eben begrenzte Platte höchstens 200 m Mächtigkeit. Kreide fehlt, Nummulitenkalk (N. complanata) und Taveyannazgestein überlagern den Malm, ganz entsprechend dem nahen autochthonen Mantelrand des Aar-M. Die Wurzel muß daher unweit S vom Massivrand angenommen werden.

Bezeichnend für die parautochthonen Schuppen am N-Rand der autochthonen Zone zwischen Linth und Reuß ist ihre mit dem Massivrandmantel (Scheerhorn—Windgälle) harmonische Faltung mit Einwicklung. Es geht daraus hervor, daß die parautochthonen Falten vorgestoßen und von den darübergehenden

helvetischen Decken ausgezogen, abgerissen und verschleppt worden waren, bevor die große letzte Bewegung des Aar-M. mit dem Überwälzen seines N-Randes sich vollzogen hat.

## Gebiet der Glarner Verrucanodecke.

(Taf. XVIII Prof. 1 u. 2 und Taf. XXVI.)

Albert Heim, Hochalpen zwischen Reuß und Rhein, „Beiträge" 1891, dazu geol. Karte Bl. XIV 1:100000.

J. Oberholzer und Alb. Heim, Geol. Karte der Glarneralpen 1:50000, 1908.

K. Tolwinski, Die Grauen Hörner, Vierteljahrsschr. N.-G., Zürich 1910.

J. Oberholzer, Geol. Karte d. Geb. zwischen Linth und Rhein, „Beiträge": Spezialkarte Nr. 63 (im Druck).

Über alle autochthon-parautochthonen Falten hinweg legt sich mit scharfer Überschiebungsfläche die gewaltige Verrucanomasse zwischen Linth, Walensee und Rhein. Wäre sie nicht durch Erosion bis tief unter ihre Auflagerungsfläche zerschnitten, so könnte niemand die große Überschiebung erraten, die jetzt in jedem Taleinschnitt zu beobachten ist: die Unterlage gefalteter und nach N geschleppter meist S fallender Flysch (autochthones Eocän und Oligocän oder eingewickelter Wildflysch mit Kreide); die Basisbank aus Lochseitenkalk (Mylonit, vorwiegend aus Malm S. 95); der Verrucano als ältestes Sediment der helvetischen Decken darüber (Fig. 5 B).

Die große, 25—35 km breite Verrucano-D. hat im ganzen die Form eines Schildes oder flachen Sattels. Am Vorderrhein, wo sie auf 20 km Streichen zusammenhängt, erhebt sie sich aus ihrer Wurzel gegen N mit durchschnittlich 20 bis

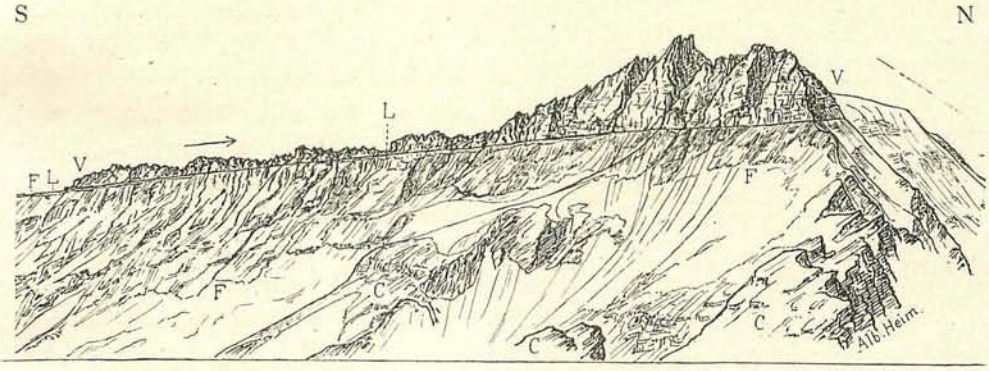



Fig. 121. Aufsteigende Verrucanodecke der Ringelspitze 3249 m, im Vordergrund der Taminsergletscher, Flyschunterlage stärker S fallend.

V = Verrucano, L = Lochseitenkalk, F = Flysch, C = Kreide der Panärahörner.

25° Steigung. In der höchsten Mittelregion (Graue Hörner, Ringelspitz, Sardona, Hausstock) steigt ihre Unterfläche auf 2500—2900 m. Dann fällt sie gegen N ziemlich eben mit 10—15° ab und sticht unter die Talgründe hinab (Schwanden, Walensee, Mels). In der Gegend zwischen Sernftal und Walensee ist die Verrucanomasse in ihrer vollen tektonischen Mächtigkeit von 1000—1800 m erhalten geblieben, von Trias und Lias bedeckt. Sie beherrscht im ganzen eine Grundrißfläche von etwa 850 km².

In der Kulminationszone ist die Verrucano-D. am meisten abgetragen und aufgelöst. Hier erscheint in einem großen reichlich zerschlitzten und zackig berandeten, nach W und E offenen Fenster der Glarnerflysch von Linthtal bis Ragaz als die Hauptmasse des Gebirges, überdeckt von den Verrucanokappen der Gipfel. Im Abfall nach S und N sind die Verrucanoflächen zusammenhängender erhalten. Durch drei nur auf kurze Strecken zerstörte Querprofilbrücken stehen Wurzelregion und Stirnregion miteinander in Verbindung: 1. Rotstock — Hausstock — Kärpfstock (Taf. XVIII Prof. 2); 2. Flimserstein — Sardona — Foostock (Prof. 1); 3. Ringelspitz—Graue Hörner. Weiter zählen wir im Überdeckungsgebiete von Verrucano: Über 12 ganz inselartig abgetrennte Verrucano-Gipfel, von E nach W aufgezählt Stafinellegrat an den Grauen Hörnern, Ringelspitz 3250 (Fig. 121), Piz da Sterls, 3 auf dem Flimserstein, Trinserhorn 3028, Sardona 3102, Kalkhorn, Hausstock 3156 und S-Ausläufer (Fig. 130), Mättlenstock, Kalkstöckli, Ruchi, Piz Dartjes 2784. Etwa 6 große ausgezackte auf dem Flysch schwimmende Verrucanohalbinseln: Graue Hörner mit Piz Sol 2847 (Fig. 120), Foostock 2610, Gulderstock, Vorab 3025, Kärpfgruppe („Freiberge") 2797, Brigelserhörner 3250. Etwa 6 geschlossene kleinere Fenster, 5 davon in der Kärpfgruppe, eines am S-Rücken des Vorab. Gelegentlich ist der Verrucano gerade noch von den Gipfeln abgewittert, während der Lochseitenkalk für sich noch Deckklippen bildet (Vorstegstock, Scheidstöckli am Muttensee). Im Fenster beim Oberstafel der Niederenalp (Kärpfgebiet) bildet der Lochseitenkalk eine Naturbrücke. Daß die Unterbrüche der Verrucanobrücken und die Umrandung der Gipfelkappen allein der Erosion zuzuschreiben sind, kann nach den heutigen Kenntnissen des Gebietes von niemand mehr in Abrede gestellt werden.

Der Lochseitenkalk unter dem Verrucano wechselt von einer Stelle zur andern zwischen 0 und 10, stellenweise bis 50 m Mächtigkeit. Oft ist er als weißliche Linie oder helle Platte, oder in Linsen zerteilt, weithin zwischen dem dunkeln, roten oder grünen Verrucano oben und dem düstergrauen Schiefer darunter sichtbar. Die obere Grenze des Lochseitenkalkes ist fast immer eine ebene Rutschfläche, die Unterseite aber uneben, oft zackig, wie verzahnt aufliegend auf mehr oder weniger diskordant SE fallendem Flysch. Hie und da ist der Lochseitenkalk vom Flysch durchstoßen und mit diesem verknetet, oder seine Fältchen sind zwischen Verrucano und Flysch zu zylindrischen Riebeln gedreht. Stets zeichnet er sich durch seine auf dem Querbruch weiß-schwarz faserige Knettextur und Marmorisierung aus. Manchmal ist der Lochseitenkalk selbst noch von einer ebenen Rutschfläche längsdurchschnitten (Lochseite), oder wiederholte Schuppen der drei Gesteine sind durch Rutschflächen von einander getrennt (Alb. Heim, Mechanismus 1879). Am schönsten zeigt sich die Knettextur dort, wo die Reduktion bis zu Bruchteilen eines Meters vorgeschritten ist (z. B. Lochseite bei Schwanden,

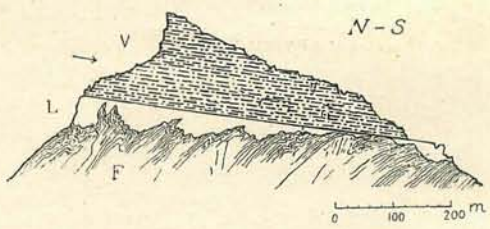



Fig. 123. Foostock, Ostseite, nach Alb. Heim 1891.

Taf. II Fig. 38 und 120 bis 130). Erstaunlich ist die Ausbreitung dieses nur über kleinere Gebiete aussetzenden verwalzten Knetkalkes.

In großer Flächenausdehnung ist der Lochseitenkalk, marmorisiert und laminiert, auf der Dachfläche des Flimserstein entblößt. Drei Verrucanolappen liegen darauf, parautochthone normale Kreide darunter; der Flysch dazwischen ist ausgequetscht.

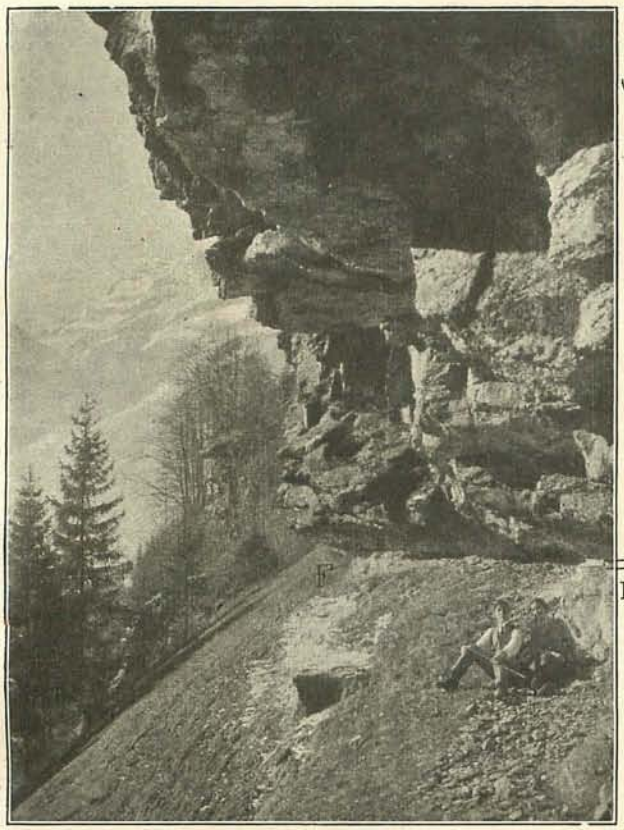



Fig. 124. Die Lochseite bei Schwanden, Blick nach NW., phot. Arn. Heim, 7. II. 1920. Bezeichnungen wie in Fig. 125.

In der Regel ist der Lochseitenkalk ganz aus Malm hervorgegangen, der somit allein den verkehrten Mittelschenkel der ungeheuren Schubmasse vertritt. Hie und da wird der Malm aber auch noch von Lamellen mylonitisierter Kreide, selten von Dogger, häufiger von Rötidolomit begleitet. Dabei liegt die Kreide unter dem Malm-Lochseitenkalk, der Rötidolomit darüber.

Unter dem Malm-Lochseitenkalk findet sich Seewerkalk mit Nummulitenkalk darunter am Panixerseeli, Oehrlikalk an einigen Stellen im Sernfgebiete. An der Lochseite selbst mag der Lochseitenkalk unter der Rutschfläche Oehrlikalk sein (Fig. 129). Über dem Lochseitenkalk liegt Rötidolomit im Gebiet von Panixerpaß-Vorab. In seiner sehnigen Knetstruktur gleicht er völlig dem Malmlochseitenkalk, doch ist er durch seine gelbe Anwitterungsfarbe und den Mg-Gehalt leicht zu unterscheiden. Unter dem Hahnenstock und Kalkstöckli ist er kilometerweit zu einer wenige Zentimeter dicken Platte, also auf etwa $^1/_{1000}$ seiner normalen Mächtigkeit laminiert, die mit dem unterliegenden Malmlochseitenkalk zusammengeschweißt und vom überliegenden Verrucano durch eine ebene Rutschfläche getrennt ist. Im westlichen Teil der Kärpfgruppe findet sich der Rötidolomit häufig zwischen Verrucano und Lochseitenkalk (Kühtal, Diestal oben, Ratzmatt, Niederenstaffel). In der Südhälfte des Hausstocks, sowie an den Grauen Hörnern liegt eine dickere Platte von Rötidolomit zwischen Verrucano und Lochseitenkalk. Im Kessel von Ranasca stellen sich zwischen Lochseitenkalk unten und Rötidolomit oben noch Lamellen von gestrecktem Schiltkalk und Dogger ein. Im Weißtannental sind Lochseitenkalk und Rötidolomit miteinander verknetet.

Damit ist der Beweis erbracht, daß der Lochseitenkalk nicht eine verschürfte Zwischendecke sein kann, sondern im Sinne von Albert Heim verkehrt liegt. Er ist der verkehrte Mittelschenkel der großen Glarner Über-

schiebung. Eine Schätzung ergibt, daß der Malm im Mittel auf das 40 bis 50fache seiner Profilbreite gestreckt und auf weniger als $^1/_{50}$ seiner Stärke ausgewalzt worden ist.

In ihren Grenzregionen bietet die Tektonik der Glarner Verrucano-D. noch manches Problem. Östlich des langen Zusammenhanges im Wurzelgebiet von

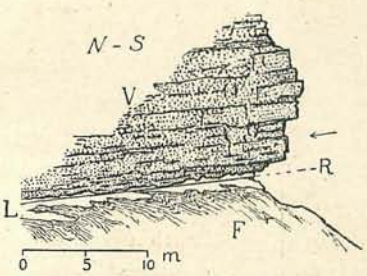



Fig. 125. Profil an der Lochseite (Schwanden).

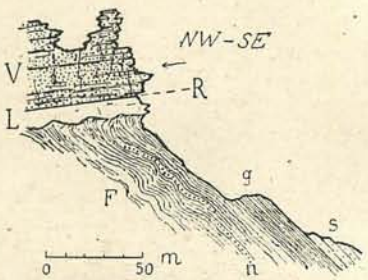



Fig. 126. Grat ob Bischofalp (Sernftal), nach Escher.

F = Flysch, n = Nummulitenkalk, g = Globigerinenschiefer, s = Sandstein, L = Lochseitenkalk, R = Haupt-Rutschfläche, V = Verrucano.

Flims bis Truns scheint der Verrucano sich direkt in das Tavetscher Zwischen-M. fortzusetzen (S. 203 und Taf. VI u. VII). W Brigels erscheint er zwischen den aufsteigenden Massivteilen verkeilt und stellenweise sogar rückgestülpt eingewickelt zu sein (Brigelserhörner).

An der W-Seite über den Brigelserhörnern und dem Kistenpass endigt die Verrucano-D. mit Erosionsrändern. Am Saasberg bei Linthal wie auf der S-Seite des

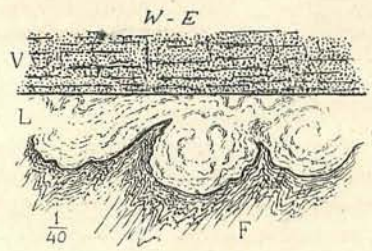



Fig. 127. Lochseitenkalkriebeln am Ruchen-Foostock.

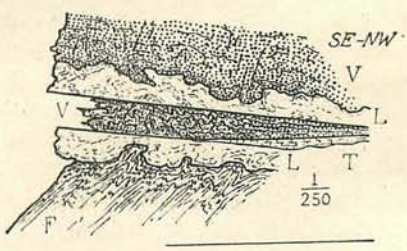



Fig. 128. Schuppung an der Überschiebungsfläche am Ruchen-Foostock.

F = Flysch, L = Lochseitenkalk, T = Rötidolomit, V = Verrucano (nach Alb. Heim 1891).

Glärnisch bis zum Klausenpaß keilt er tektonisch, und wohl zugleich primär-stratigraphisch aus (Taf. XVIII, 2). Gegen NW taucht er als Deckenstirn (Glarus) stumpf abgebogen in die Tiefe. Im E, bei Ragaz, ist die Endigung teilweise durch Erosion, teilweise durch Auskeilen bedingt, denn beim Dörfchen Wangs S Sargans fand J. Oberholzer Lias, wohl als letzten Rest des Liaszuges Berschis—Sargans (Säntis-D.), direkt auf dem Glarnerflysch aufliegend. Der Verrucano ist also gegen Ragaz nicht nur durch die Rheinebene verdeckt, sondern ausgekeilt. Im SE endlich,

bei Bonaduz am Hinterrhein, wo die östliche Fortsetzung des Ilanzer Verrucano unter dem Flimserbergsturz zum Vorschein kommen sollte, ist er nirgends mehr zu finden. P. Arbenz und W. Staub (Vierteljahrsschr. N. G. Zürich 1919) fanden dort eine diskordante Bedeckung von Bündnerschiefer auf helvetisch-autochthonem Jura. Daraus wird wahrscheinlich, daß der Verrucano auch dort nicht unter dem Rheintalkies verborgen liegt, sondern tektonisch verschwunden ist. Handelt es sich um Erosion vor der penninischen Überschiebung oder um tektonisches Wegschürfen kombiniert mit primärer Reduktion?

Die tektonische Untersuchung bestätigt somit das stratigraphische Ergebnis (S. 272), wonach der Verrucano ursprünglich ein begrenztes Becken füllte, dessen

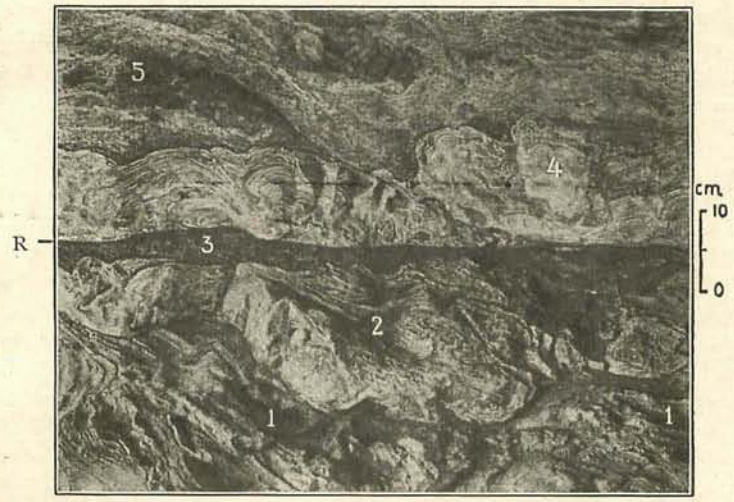



Fig. 129. Überschiebungskontakt an der Lochseite bei Schwanden, gesehen von S, nach Phot. v. Arn. Heim 1920.

1 = Flysch-Mergelschiefer, 2 = Lochseitenkalk (Oehrlikalk?), 3 = schwarzer Reibungston, 4 = Malm-Lochseitenkalk, 5 = Verrucano, R = Rutschfläche.

Inhalt später in umgekehrter Form wie ein flacher Schild überschoben wurde. Dem Rheintalbogen von Reichenau–Chur bis Sargans fehlt aber nicht nur der Verrucano, sondern damit zugleich auch jede Andeutung der unteren helvetischen Decken, die man mit Axialgefälle über den Calanda herab unter die penninischen Schiefer stechend dort zu finden erwarten sollte.

Anmerkung: Der auf Taf. XVIII Prof. 1 unter der Bonaduzer Terrasse eingezeichnete, von Alb. Heim beobachtete und von P. Arbenz und W. Staub bestätigte Verrucano wird von J. Oberholzer nach brieflicher Mitteilung als anstehend bezweifelt und als ein Schwarm großer Platten im Flimserbergsturz betrachtet.

Auf den ersten Blick scheint die große Verrucanomasse zwischen Rhein und Walenseetal einheitlich zu sein. Allein an einigen Stellen ist sie durch Einlagerung von Trias in zwei Teil-D. zerlegt, und wo diese Trias gegen SE auskeilt, kann die Trennung innerhalb des Verrucanos selbst durch dessen Gesteinsunterschiede verfolgt werden. Diese beiden Teile entsprechen der Glarner-D. (unten) und der Mürt-

schen-D. (oben). Nur diese beiden unteren helvetischen Decken allein enthalten Verrucano als Kern, während Axen- und Säntisdecke nur Trias und Lias als tiefste Schichtglieder aufweisen. Die große Masse des überschobenen Verrucano ist zusammengesetzt aus den basalen Teilen der beiden tiefsten helvetischen Decken. Schon A. Escher hatte die Schichtmassen dazwischen kartiert.

J. Oberholzer (Eclogae 1915) hat die Trennung von Glarner-D. und Mürtschen-D. im Verrucanogebiet zuerst verstanden und genauer verfolgt. Nach seinen Beobachtungen setzt sich die Trias der Grauen Hörner nach NW in die Trias der Mürtschen-D. fort, und er nimmt deshalb an, daß der Verrucano der Glarner-D. darunter nach SE auskeilt. Eine Doppelung ist noch im Murgtal 3 km S des Walensees deutlich, wo der Verrucano der Mürtschen-D. auf Trias der Glarner-D. aufliegt. Die Trias keilt aber dort gegen S aus, so daß nun schiefrig-sandiger Verrucano auf konglomeratischen zu liegen kommt (S. 270). Die Glarner-D. i. e. S. scheint nach SE durch die Mürtschen-D. abgelöst zu werden und schon vor der Kulmination wurzelwärts auszukeilen, also eine vorgeschobene große Basisschuppe der helvetischen Schubmassen zu bilden, die E Glarus ihre größte Mächtigkeit erreicht. Da bei Wangs auch die Mürtschen-D. fehlt, so gelangt man zu dem Schlusse, daß nach E zuerst die Glarner-D., dann auch die Mürtschen-D. tektonisch auskeilen.

In der Gruppe Magereu-Guscha wird der Verrucano der Mürtschen-D. nicht nur in großen Flächen normal von Trias bedeckt, sondern trägt auch noch mächtige Komplexe von Lias, wie z. B. Guscha 2412, Spitzmeilen 2505 und Magereu 2528 — Sexmoor. Nach J. Oberholzer gehört dieser Lias nach Fazies und Tektonik nicht mehr zur Mürtschen-D., sondern zur Axen-D., und liegt an zahlreichen Stellen diskordant mit Rutschfläche auf verschiedenen älteren flach liegenden Stufen der Mürtschen-D.: auf der W-Seite der Margereu auf schieferigem Verrucano, und am Gulderstock 2522 sogar auch diesen abschneidend direkt auf konglomeratischem Verrucano. Noch deutlicher ist die direkte Auflagerung von Dogger vom Typus der Axen-D. auf Verrucano auf dem Gipfel und am Gehänge des Rottor 2514 W der Margereu (Taf. XVIII Prof. 1). Es würde also hier eine „Vorunterschiebung" der Mürtschen-D. vorliegen. Man kann sich aber immer noch fragen, ob die genannten Juramassen nicht doch transgressiv der Mürtschen-D. angehören, und nur die Diskordanz-Transgression später zur Gleitfläche wurde. In der Kärpfgruppe zwischen Sernft und Linth lassen sich, wie in der Margereugruppe, Glarner-D. und Mürtschen-D. nur im W deutlich voneinander abtrennen. Das trennende Rötidolomitband im Verrucano ist im Felsabriß auf der E-Seite des Linthtales ob Hätzingen schon aus der Ferne an seiner gelben Farbe sichtbar. Dem oberen Verrucano (Schönau) ist der Lias des Etzelstockes aufgesetzt, der nach Oberholzer der Axen-D angehört (Taf. XVIII Prof. 2). Dahinter bei Raztmatt am Auernbach kommt unter dem nicht mehr geteilten Verrucano ein Fenster von Lochseitenkalk und unterwickeltem Wildflysch zum Vorschein. So sind wir also über die Ausdehnung und Abtrennung der Axen-D. zwischen Linth und Walensee noch nicht so weit aufgeklärt, daß wir eine allseitig befriedigende Deckenkarte des helvetischen Gebietes der Ostschweiz entwerfen könnten.

W vom Rottor N ob Engi wird der Verrucano durch einen bedeutenden NNW verlaufenden Transversalbruch mit gesunkenem Ostflügel durchschnitten, der sich schon orographisch durch tiefe Furchen und Sättel (Widersteinerloch, Widersteinerfurkel, Murgsee, Murgseefurkel) zu erkennen gibt. Weiter N schneidet er die Malmmulde des Mürtschenstockes ab, Verrucano und Trias SW desselben um 300—400 m vorschiebend. Der tief eingesenkte Spanneggsee verdankt wohl seine Entstehung dem unterirdischen Abfluß in das N-Ende der 9 km lang sichtbaren Schnittfläche. In diesen tieferen helvetischen Decken sind Brüche im Vergleich zur Säntis-D sonst spärlich.

W des Murgseebruches erhebt sich der Heustock 2387 mit schieferigem Verrucano der Mürtschen-D. als Gipfel, der Trias der Glarner-D. aufgesetzt. Wie im Murgtal keilt aber auch hier die trennende Trias nach S aus, so daß schon am Gufelstock Verrucano auf Verrucano zu liegen kommt.

Unter dem Gipfel des Gufelstockes erreicht der Verrucano der Glarner-D. (Sernifit) mit etwa 1700 m seine größte Mächtigkeit. Tief darunter kommt im Sernftal

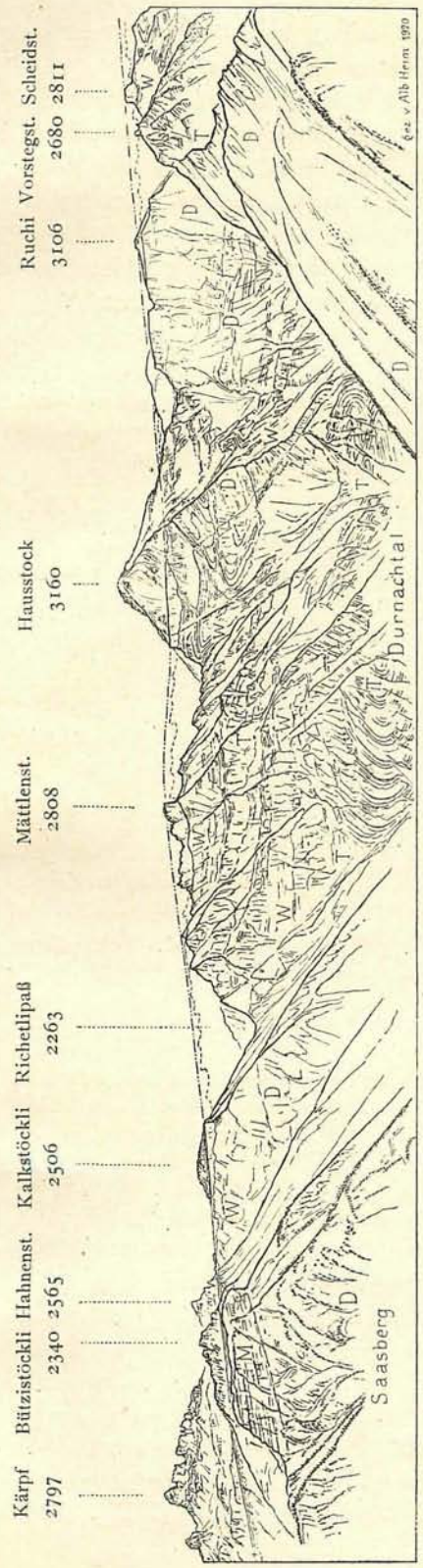



Fig. 130. Die Verrucano-Überschiebung auf der Ostseite des Linthtales, gesehen von Braunwald.
—·—·—·— = Überschiebung des Verrucano; - - - - = Untere Grenze des Lochseitenkalkes, darunter Flysch; + = Lochseitenkalk mit verkehrtem Rötidolomit an dessen oberer Grenze; W = Wildflysch (eingewickelt); D = Dachschiefer und Sandstein; T = Taveyannazsandstein (autochthone Falten); M = über autochthonem Flysch am Saasberg normale Schichtfolge Malm—Kreide—Eocän.

bei Engi und an der Lochseite hinter Schwanden in zwei Halbfenstern der autochthone Flysch zum Vorschein, über den die gewaltige Masse überschoben ist (Taf. XVIII Prof. 1). Die Lochseite ist die klassische, von Arnold Escher namhaft gemachte Stelle, von wo der Name Lochseitenkalk für diese Art von Kalkmylonit entnommen ist. Wer noch an der großartigen Deckentektonik zweifelt, der möge sich erst die Lochseite ansehen und dann durch das Kärpfgebiet an dessen S-Rand und auf das Kalkstöckli 2506 m steigen, wohin Alb. Heim schon mehrere Male geologische Gesellschaften geführt hat. Er wird wie diese ergriffen werden von der herrlichen Klarheit, mit welcher sich hier, auffallender als irgendwo anders in den Alpen, die Tatsachen der Deckenüberschiebung ihm vor Augen stellen. Es ist das klassische Glarnerland, wo schon vor 120 Jahren Hans Conrad Escher v. d. Linth die verkehrte Lagerung erkannt und später Arnold Escher v. d. L. sie eingehend verfolgt und als Überfaltung und Überschiebung gedeutet hatte.

Merkwürdige und lehrreiche Aufschlüsse bietet der Saasberg bei Linthal (Taf. XVIII, 2, vordere Kulisse N. Bützist). Über dem Flysch folgen in normaler Lage etwas Malm, dann reduziert sämtliche Kreidestufen und Nummulitenkalk mit N. complanata als normales Hangendes der sich gegen NW ausspitzenden Glarner-D. Unter dem Bützistock findet sich

die Verrucanostirn der Glarner-D. Sie wird von spitzen Zickzackfalten aus Trias und Dogger umhüllt, während der Gipfelklotz des Bützistockes aus Quarzporphyr besteht, der nach J. Oberholzer zur Mürtschen-D. gehört und dem Rötidolomit der Glarner-D. aufsitzt. Solche Reste der gefältelten Stirn der Glarner-D. und z. T. der Mürtschen-D. streichen in breiter Zone NNE—SSW schief durchs Linthtal. Ennenda, Guppenruns, W Abfall Etzelstock, Luchsingertobel, Saasberg bis gegen Gemsfayr bieten solche Aufschlüsse.

Wie weit die Deckentrennung noch wurzelwärts reicht, läßt sich kaum ermitteln. Möglicherweise entspricht die Doppelung am Rotstock (Panixergebiet 2626), wo auf Verrucano gestreckter Lias (oder Dogger?), darüber verkehrt Quartenschiefer und Rauhwacke liegt, der Trennung von Mürtschen- und Axen-D.

Weitere Komplikationen zeigen sich in der wurzelnahen Zone vom Kunkelspaß zum Kistenpaß an der Unterseite des Verrucano. Nach Theobald folgten hier weitere Untersuchungen von Alb. Heim, dann von J. Oberholzer, Fr. Weber, M. Blumental (Alb. Heim, Beob. aus der Wurzelregion der Glarnerfalten in „Beiträge" 1911).

An der Ringelspitze (Fig. 121) liegt der Verrucano teils direkt, teils mit wenig blättrig marmorisiertem Lochseitenkalk flach dem darunter steil geschieferten Flysch auf. S und W stoßen manchmal verschiedene Glieder angeschmiegter parautochthoner Falten mit stark laminierten Gesteinen an die Unterseite des Verrucano und täuschen verkehrte, zur Wurzel steil abbiegende Mittelschenkel der Hauptüberschiebung vor (S Ringelspitz, E-Seite Flimserstein, W von Segnes sut, Vorab, Ranasca). Indessen liegt der Lochseitenkalk, wo er vorhanden ist, trennend zwischen diesen parautochthonen Schichtpaketen und dem Verrucano als wirklicher Mittelschenkel der helvetischen Schubmasse, oft noch ergänzt durch Lamellen von Rötidolomit zwischen Lochseitenkalk und Verrucano (Vorab-Setherfurka) oder noch durch Reste verkehrter Schichtfolgen mit Dogger (Ranasca-Panix, Andesteralp-Crap Surschein, S Piz Dartjes). Am Crap Surschein und Piz Dartjas bilden gefältelter Rötidolomit, darunter Dogger und Lochseitenkalk die Unterlage der großen Überschiebung. Sie sind in liegenden Deckenlappen erhalten, welche weit auf das Eocän hinausgreifen, während Nummulitenkalk zwischen Lochseitenkalk und parautochthonem oder autochthonem Mesozoikum tief gegen die Wurzel hinab bis unter die Talsohle eingeklemmt ist (ca. 1 km talaufwärts Panix auf der W-Seite, Alp Robi bis Val Frisal). Im Grunde des Val Frisal bis hinauf zwischen Piz Frisal und Brigelserhörner ist der steileingeklemmte Nummulitenkalk vom Puntaiglasgranit im S nur durch ein dünnes Paket von Kalkschichten getrennt. Die Eocänmulde unter den helvetischen Deckfalten verzahnt sich hier gewissermaßen ins Zentral-M. hinein (Taf. VII Prof. 1.).

Zwischen Val Frisal und Val Puntaiglas ist die Aufschiebungsfläche des Verrucano mit dem Altkrystallin des Aar-M. verfaltet. In der Gipfelregion der Brigelserhörner dagegen ist unter dem Verrucano bei ca. 3200 m eine verkehrte Schichtfolge des Mesozoikum vollständig und mächtig erhalten, hinab bis da, wo der Malmkalk mit ebener scharfer Rutschfläche bei ca. 2850 m dem Puntaiglasgranit aufliegt. Vielleicht ist den Verwicklungen am Piz Dartjes und den Brigelserhörnern mehr parautochthoner Charakter zuzuschreiben und geht die helvetische Hauptüberschiebung des Verrucano oben über dieselben hinweg (S. 177 und Taf. VII Prof. 1 u. 2).

Im einzelnen kann ein volles Verständnis der wurzelnahen Zone wahrscheinlich nur durch sorgfältigste Kartierung in großem Maßstabe gelingen, wozu die topographische Grundlage noch fehlt.

Zusammenfassend ergibt sich, daß die Verrucanomasse aus ihrer Verklemmung und Verfaltung mit dem Altkristallin vom Rheintal gegen N zur flach schildförmigen Decke fast 3000 m hoch aufsteigt, die parautochthonen Falten und die große Glarner Flyschmasse überfahrend, um von dort sich wieder nach N zu senken und mit zweigeteilter tauchender Stirn in der Tiefe zu endigen. Sie wird getragen von Lochseitenkalk als verkehrtem Mittelschenkel und, soweit erhalten, überlagert von normal dazugehörendem Mesozoikum und Eocän sowie von höheren helvetischen

Teildecken, deren jüngere Abteilungen in den Stirnregionen zu Falten aufgestaut sind. Gegen W wie gegen E ist die Verrucanodecke teilweise abgewittert, wobei sie aber zugleich tektonisch und stratigraphisch auskeilt, so daß sie weder den Klausenpaß noch das Rheintal zwischen Ragaz und Reichenau erreicht.

**Mürtschen-Schilt-Gruppe** (Taf. XVIII Prof. 1 und Fig. 131).

Im rechten Winkel zwischen Walensee und Linth erhebt sich im Kreide- und Juragebirge als höchster und kühnster Gipfel der Mürtschenstock 2442. Er bildet einen queren Ausschnitt aus einer nach N überliegenden Mulde von Malm mit seiner „schwarzen Schnur" (Zementsteinschichten) und mit mächtigem Oehrlikalk bis Valangienkalk als Kern (Taf. XVIII Prof. 1). Der Fronalpstock 2127 im SW und der Firzstock im NE bilden die Fortsetzung des N-Schenkels des der Mürtschenmulde N vorgelagerten Gewölbes. Der zugehörige Gewölbekern ist an der Ostseite des Mürtschenstockes auf der Meerenalp und auf der S-Seite des Fronalpstockes klar aufgeschlossen. Der Verrucano der Mürtschen-D. reicht nur noch in einer dünnen Platte in diesen Gewölbekern hinein und findet darin sein Stirnende. E des Fronalpstockes gegen den Fensterkessel des Spillauisee ist er noch in einer letzten großen Riebel von Verrucano vorhanden, die mit einer Lochseitenkalkbasis dem Eocän der Glarner-D. aufgeschoben ist. E an der Siwellen, ist ebenfalls noch eine Linse von Verrucano auf der Schürffläche zwischen den beiden D., die das Schiltplateau bildet, geblieben. Dies sind die NW-Endigungen des Verrucanokernes der Mürtschen-D. Die Trias darüber zeigt S des Fronalpstockes wie an der Meerenalp engere, teilweise disharmonische Kernfältelung mit Übereinanderhäufung von 3 Schuppen (Taf. XVIII Prof. 1 nach Oberholzer).

NW des Mürtschenstockes fällt die ganze Schichtreihe ruhig nach NNW, vom Firzstock und Fronalpstock mit Malm, vom Neuenkamm bis zum Walensee bei Filzbach mit normal aufliegender Kreide. Am Kerenzenberg liegt darüber noch eine 5 km breite Platte von Valangienmergel, Valangienkalk und Kieselkalk der Säntis-D., ringsum von Eocän (Assilinengrünsand) als jüngstem Schichtglied der Mürtschen-D. unterlagert (Neuenalp, Groß Fahrlen).

Die scharfe Umbiegung aus der Mürtschenstock-Mulde in ihren überkippten Südschenkel ist am Fuße der S-Wand über der Mürtschenalp zu sehen. Die SE-Fläche des ganzen Bergstockes wird von den steil SE fallenden Platten des Gewölbekernes (Malm, Dogger, Trias) gebildet. Die Umbiegung vom überkippten Schenkel zum Gewölbe ist gerade noch am S-Gipfel 2442 m teilweise erhalten. Die S-Hälfte des Gewölbes ist abgetragen; das südliche Gebirge wird fast nur noch vom Verrucano der beiden unteren helvetischen Decken gebildet.

Am Westabhang des Fronalpstocks wird der Lochseitenkalk an der glatt abscherenden Basis der Mürtschendecke durch eine sonderbare, schuttartig zerbröckelnde Breccie aus Quintnerkalk vertreten. Auf dem Gipfel des Schild ist die Mürtschendecke nur noch in Form kleiner Gipfelkappen aus Trias und Jura erhalten geblieben. Das westliche Tristli 2286 besteht aus Rötidolomit, das östliche 2303 ist noch mit einem Anflug von Schiltkalk versehen, die Siwellen 2310 tragen noch Rudimente von Quintnerkalk. Dies ist zugleich die durch Escher berühmt

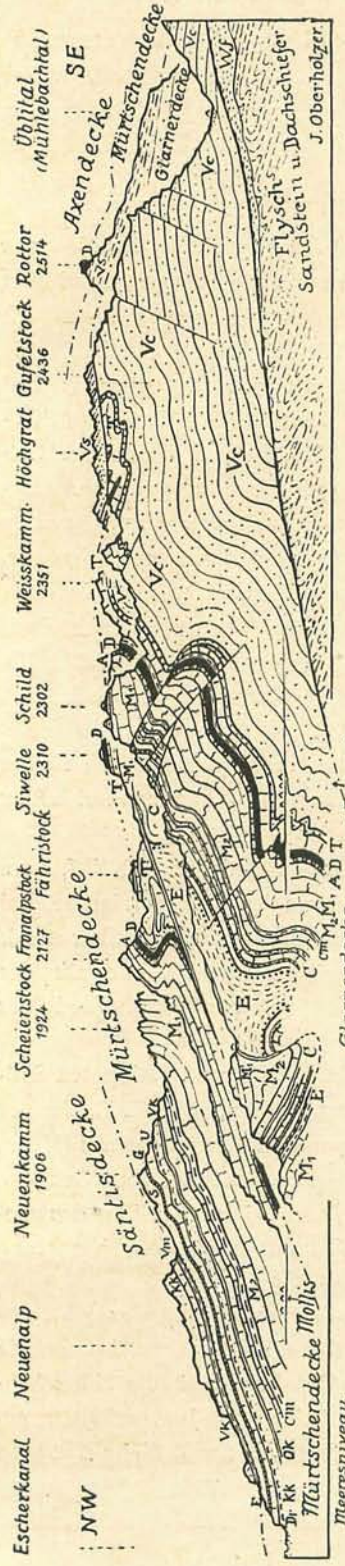



Fig. 131. Profil durch den Schilt, 1 : 75 000.

Wf = Wilddlysch U = Schrattenkalk Vm = Valangienmergel Cm = Cementsteinschichten D = Dogger
E = Eocän Dr = Drusbergschichten Ök = Öhrlikalk $M_2$ = Korallenkalk (Tithon) T = Trias
S = Seewerkalk Kk = Kieselkalk C = Kreide $M_1$ = Unt. u. mittl. Malm Vs = Verrucanoschiefer
G = Gault Vk = Valangienkalk A = Schiltkalk Vc = Verrucanokongl.

gewordene Stelle elliptisch gestreckter Schiltkalk-Ammoniten.

Auf dem Schilt ruhen die Relikte der Mürtschen-D. auf Malm, am W-Abhang auf Kreide und dann auf Eocän der Glarner-D., das mit seinen Globigerinenmergeln auf Ennetbergen einen mächtigen, nach oben durch die Überschiebung der Mürtschen-D. verschlossenen Muldensack bildet. Fensterförmig erscheint derselbe mit Malm, Kreide und Eocän nochmals im Kessel von Plattenalp-Spannegg, sticht aber auf der Ostseite des Mürtschenstockes am Abhang des Murgtales nicht mehr unter der Mürtschen-D. heraus.

Jura und Kreide in typischer nördlicher Fazies bilden den gefalteten, von Brüchen durchsetzten Felsabsturz vom Schilt nach Glarus als nördliche Umhüllung der Verrucano-Tauchstirn der Glarner-D. Der Schilt ist also mit Ausnahme seiner allerobersten, wie Warzen aufsitzenden Gipfelchen aus der Glarner-D., Fronalpstock, Mürtschenstock, Firzstock und Neuenkamm aus der überliegenden Mürtschen-D., Neuenalp—Fahrlen aus der Säntis-D. herausgeschnitten. Glarner-D. und Mürtschen-D. entbehren im Sernftgebiet der oberen Sedimente. Diese sind als Falten erst in den Stirnregionen der beiden Decken zu Bergmassen angehäuft worden.

Noch bleibt in der Mürtschen-Schilt-Gruppe ein Gebirgsteil übrig, der keinen direkten Zusammenhang mit den bekannten Decken erkennen läßt, und selbst tektonisch aus zwei getrennten Teilen besteht: Der Malmhügel E des Bahnhofes Netstall (Krähenberg), vielleicht ein autochthones Fenster, darüber mit Rutschfläche Spuren metamorphen Seewerkalkes, dann in verkehrter Folge Stadschiefer, Assilinengrünsand und Kreide bis

Malm-Korallenkalk (Kalkbrennerei) in der Fazies der Glarner-D. Dies ist wohl ein von der Glarner-D. schon weiter SE abgerissener, durch die Mürtschen-D. verschleppter und verdrehter Gebirgsklotz.

Die Mürtschen-Schilt-Gruppe blieb ein völlig unverständlicher Knoten, bis der Deckenbau den Schlüssel zu seiner Lösung bot. Die neue Erforschung ist von Alb. Heim begonnen, von J. Oberholzer bis in alle Einzelheiten durchgeführt worden.

## Zur Oberflächengestaltung vom Rhein- durch das Linth-Gebiet.

Die für das Säntisgebirge bezeichnende Harmonie von Gebirgsbau und Gebirgsform reicht bis zum Grat Churfirsten—Alvier—Fläscherberg—Calanda. SW dieses Gebirgsbogens schlägt das Gegenteil ein. Vom Absturz zum Walenseetal, einem ehemaligen Westrheintal an, ist fast die ganze mächtige Säntisdecke, hinüber bis auf ihre Wurzelseite abgetragen. Die Täler schneiden sogar tief in die unterliegenden Decken und in den autochthonen Flysch hinab. Die große Oberflächenformung ist dadurch schon unabhängig vom inneren Bau geworden. Wo sie im kleinen noch der Tektonik entspricht, handelt es sich um die Tiefentektonik, nicht mehr um Anklänge an die Oberfläche der Schubdecken. Mit erstaunlicher Rücksichtslosigkeit sind die Täler, Gebirgsgruppen und Berge herauspräpariert. So ist z. B. der Mürtschenstock eine quer zur Faltung stehen gebliebene Mauer von 1000 m Höhe über der Umgebung, herausmodelliert aus der Mürtschendecke nach Abtrag der darüber einst ausgebreiteten Säntisdecke. An den Grauen Hörnern und am Kärpfstock ist nur noch die durchlöcherte Basis der tiefsten helvetischen Decken erhalten. Bei Linthtal und Elm hat die Talausspülung schon $1^1/_2$—2 km unter die helvetische Überschiebung, d. i. ca. 5 km unter der Oberkante der Säntis-D. hinabgegriffen.

Die Wasserscheide zwischen Linth und Rhein wird von dem Gebirgskamm gebildet, der den Rückgrat des Aaarmassives nach ENE fortsetzt. In dieser offenbar sehr alten und tektonisch wieder erneuerten Wasserscheide ist eine Abhängigkeit vom Bau ausgesprochen. Dem Linthtal mag teilweise der stratigraphische und zugleich tektonische W-Rand des Verrucans Leitline gewesen sein. Sonst sind die Berge und Gräte durch die Täler geformt, nicht umgekehrt. Nur in den größten Zügen im Relief, und wiederum in der Kleinformung, ist die Tektonik maßgebend geblieben.

Das Walensee-Seeztal ist im großen Ganzen ein Isoklinaltal mit Schichtabfall nach N und NE, bei steiler Abbruchseite im N. Das Vorderrheintal ist ein symmetrisch dazu gestelltes Isoklinaltal mit Südfall der Schichten. Die Tallinie Richetlipaß—Elm—Foopaß, sowie Calfeusen folgen der Firstlinie der helvetischen D., auf welcher der Abtrag und Einbruch zuerst provoziert war. Die andern Täler dazwischen zeigen Rückwärtsverzweigung ohne bestimmte Orientierung.

Das Talsystem der Linth ist ringsum durch scharfe Wasserscheiden begrenzt. Terrassierung und Stufung sind bei völliger Unabhängigkeit vom Gestein und dessen Lagerung gut ausgebildet. Besonders deutlich ist das Talstufen-Terrassensystem von 900 bis 1200 m (Obersee, Richisau, Diestal, Durnachtal, Urnerboden, Untersandalp, Elm) und dasjenige von 1800 bis 2100 m (Obersandalp, Limmernboden) ausgebildet. Das Taminatal mit dem Torso des Kunkelspaß ist ein altes Westrhein-

tal, das einzige, das den östlich untertauchenden Aarmassivrücken durchschneidet (Bd. I Taf. XV). Es enthält ebenfalls die Stufe von 1100 m.

Moränen findet man reichlich an den Talgehängen (Walenseetal). Deutliche Wälle haben die späteren Rückzugstadien (Gschnitzst.) hinterlassen, wie auf Abendweid bei Magereu, Mürtschenalp, Fronalp, Richisau, Bösbächialp u. a.).

### Bergstürze.

Die großartigste Erscheinung in der jüngsten Talgeschichte sind die Bergstürze. Wir zählen deren von bedeutenderen Dimensionen über 30 von der Linth bis zum Rhein. Von den größten sei einiges mitgeteilt.

Die Bergstürze der Umgebungen von Glarus sind durch J. Oberholzer („Beiträge" n. F. Lfg. 39, 1900) monographisch bearbeitet worden (vgl. Karte Glarneralpen 1 : 50 000, 1910).

Glärnisch-Gruppen. Zwischen Glarus und Schwanden ist der Talboden mit Bergsturztrümmern aller Dimensionen aufgeschüttet, die aus der Nische der Guppenrunse herab sich fächerförmig verbreiten und am gegenüberliegenden Gehänge eine ausgesprochene Brandungswelle von 120 m Höhe bilden. Oberhalb Schwanden sind Stauungskiesterrassen durch Hinterfüllung und nachfolgende Erosion entstanden. Jüngere Schuttkegel haben die Oberflächengestaltung modifiziert. Dann hat sich die Linth eine noch heute teilweise eng gebliebene Talfurche durch den Trümmerhaufen geschnitten. Die Ausbruchsnische reicht bis an den Rand des Guppenfirnes (Glärnisch) 2400 m hinauf. Abbruch und Bewegung fanden senkrecht zur flachen Schichtung statt. Die überschüttete Fläche mißt 8,8 km$^2$, die Dicke des Trümmerstromes schwankt zwischen 50 und 200 m, das Volumen beträgt etwa 800 Millionen m$^3$, die Sturzhöhe vom obersten Abrißrand bis an den Fuß 1900 m, die Böschung dazwischen 12°15'. Die Gesteinsarten des Abrißgebietes sind schwarmförmig im Ablagerungsgebiet verteilt. Die Unterlage der Sturzmasse ist Grundmoräne, die stellenweise verschürft worden ist. Auch über dem Trümmerhaufen findet man Moräne, so daß der Sturz in der letzten Interglazialzeit oder in einem jüngeren Zwischenstadium stattgefunden haben muß.

Glärnisch-Gleiter. Von Glarus bis Netstall ragen über den Talboden eine Menge von mehr oder weniger kegelförmigen Hügeln aus Bergsturzbreccie. Durch genaue Untersuchung der Oberflächenformen und der Gesteine hat J. Oberholzer feststellen können, daß hier zwei Bergstürze übereinanderliegen: ein interglazialer von Süden (Gleiter) und ein postglazialer von Norden (Deyen), die durch nachfolgende Erosion von Löntsch und Linth in Einzelhügel aufgelöst wurden.

Der Sturz von Gleiter besteht größtenteils aus Malmkalk. Seine Abrißnische ist der Kessel von Gleiter zwischen Vorderglärnisch und Verenelisgärtli. Der Trümmerstrom fuhr zuerst nach N, wurde dann am Fuß des Wiggis abprallend gegen E nach Glarus und Ennetbühls geworfen und ergoß sich, am Fuß des Schilt zum zweiten Male abgelenkt, durch den Talboden hinaus bis unterhalb Netstall. Das Ablagerungsgebiet war ursprünglich etwa 8 km$^2$, das Volumen etwa 770 Millionen m$^3$. Die mittlere Böschung der Trümmerstrom-Oberfläche beträgt 5,5°, die Gesamtböschung vom Abrißrand aus 14°, ist also steiler als beim Guppensturz infolge des zweimaligen Anprallens. Die Grundmoräne des Linthtales ist an einigen Stellen sichtbar vom Bergsturz überfahren und aufgeschürft

worden. Aber auch hier krönen noch erhaltene jüngere Moränenreste einzelne Bergsturzhügel. Der Gleitersturz ist also auch interglazial, mindestens interstadial.

Deyen-Wiggis. Von Glarus aus ragt der Deyenstock 2025 m, die Kreidestirn der Axendecke bildend, wie ein Erker hervor (Fig. 140). Die östliche Fortsetzung, die sich an den Wiggis anlehnte, ist auf ihrer nach S geneigten Eocänunterlage abgeschlipft und hat die Nische der Alp Blanken zurückgelassen. Der Deyensturz enthält daher nur Kreidegesteine, besonders Schratten- und Oehrlikalk, mit Nummulitengrünsand. Er stürzte gegen SSE, brandete am Glärnisch und am Gleitersturz, den Sackberg 300 m hoch aufschüttend, auf, prallte aber am Gleiterhaufen derart ab, daß er, sich links wendend, ebenfalls bis Netstall vordrang. Stellenweise ist der Stromrand erhalten geblieben. Wie bei allen großen Bergstürzen ist die Begrenzung scharf, ohne jede Streuung der Trümmer. Die Kalkblöcke sind von Karren entsprechend ihrer jetzigen Lage durchfurcht, die somit jünger sind als der Absturz. Nirgends findet man Moräne oder erratische Blöcke über dem Trümmerhaufen. Er ist also postglazial. Das Ablagerungsgebiet mißt 6,4 km$^2$, der Inhalt ca. 600 Millionen m$^3$. Die Höhe beträgt 1500 m, die Böschung des Trümmerstromes im Mittel 6°15', die Gesamtböschung bis zum oberen Abrißrand 12°5'.

Durch den Gleitersturz, noch mehr aber durch den Deyensturz, ist das Klöntal zum See gestaut worden. Ursprünglich war der Klöntalersee wohl noch 60 m höher gestaut, so daß er bis an die Steilstufe unterhalb Richisau reichte. Dann hat sich der Löntsch allmählich schluchtförmig in die Bergsturzbreccie eingesägt. Jeder Bergsturz läßt viel Wasser versickern. So sind auch die großen Quellen (über 2000 Ml.) verständlich, die für die Wasserversorgung von Glarus und Netstall am Löntschbord gefaßt wurden. Ein Stollen des Löntschwerkes im Bergsturz nahe unterhalb des Sees liefert 18000 Ml.

Weitere große Bergstürze haben den Obersee auf der N-Seite des Wiggis und den Haslensee gestaut, welche beide bei Trockenzeit durch Trichter versickern.

Flims. Auf der Südseite der Verrucanoüberschiebung liegt der Flimser Bergsturz, der größte der Alpen. Schon viel ist über ihn beobachtet und veröffentlicht worden (Theobald, Alb. Heim 1891, Hartung, Rothpletz, Tarnuzzer, W. Staub, R. Gsell in Jahresber. nat. G. Graub. 1918, u. a).

Von Reichenau bis Sagens auf 15 km Länge dehnt sich der mit Fichten und Lärchen bewaldete Trümmerhaufen, in einer dreieckigen Grundrißfläche von über 40 km$^2$. Er ist vom Rhein, z. T. schluchtartig, mit ausgeglichenem Gefälle bis 600 m tief durchschnitten. Der einst dahinter gestaute See ist längst entleert, und die alten Delta in denselben (St. Martin bei Ilanz u. a.) trocken gelegt. Früher hatte die Poststraße Ilanz-Chur 410 m Gegengefälle, um den Bergsturzhaufen zu überwinden. Jetzt führt die Rhätische Bahn der Rheinschlucht entlang, und jeder Reisende kann aus dem Fenster die vom Zerreibungsmehl kreideweißen wild durchfurchten Gräte, Pfeiler und Orgeln bewundern (Fig. 132). Die Hauptmasse besteht aus Malmblöcken und deren äußerlich verkrustetem Pulver, neben im oberen Teil häufigen Schwärmen der anderen Gesteine des Abrißgebietes. Große Partien täuschen flach geschichteten Malmkalk vor, und sind für anstehend gehalten worden. Bei näherer Prüfung findet man im einen Falle, daß es ganz im Trümmerwerk

schwimmende Fetzen von Malmkalk sind, im andern Fall, daß die scheinbare Schichtung Fluidalordnung in der Bergsturzmasse ist.

Der Flimserstein, dieser viereckige, gegen 1000 m dicke Kalksteinklotz war einst gegen W wenigstens doppelt so breit. Die westliche Hälfte ist auf ihrer ca. 20° nach S geneigten Schichtung abgeglitten. Die Nische reicht bis gegen das Laaxerstöckli hinauf.

Wer einiges Gefühl für die Mechanik eines Bergsturzes gewonnen hat, kann darüber nicht im Zweifel sein, daß es sich (entgegen Hartung, Rothpletz und Gsell) nicht um eine Übereinanderhäufung von zwei oder mehreren Bergstürzen handeln kann. Nur ein großes Ereignis in einem Schlage konnte diese kolossale Ausdehnung annehmen. Die Bewegung erfolgte zuerst gegen SSE und verteilte sich dann vor dem gegenüberliegenden Gehänge fächerförmig zu $^1/_3$ talauf und $^2/_3$ talabwärts. Das Volumen betrug über 12 km³, die Höhe vom oberen Abrißrand bis zum Stromende bei Reichenau 2000 m. Die Gesamtböschung beträgt 8°, das mittlere Gefälle des Stromrückens nur 2—4°, was nur bei einem ganz großen Bergsturz möglich ist (Fig. 133).

An einigen Stellen finden sich Grundmoränen unter der Bergsturzbreccie (S der Brücke Reichenau im rechten Steilufer des Hinterrhein, bei Wackenau am Vorderrhein, im Grunde des Laaxertobel). Aber auch obenauf findet man spärlich zerstreute erratische Blöcke (Puntaiglasgranite, Syenite usw.) und (freilich nicht in der von Gsell kartierten Ausdehnung, aber doch stellenweise ausgebreitet) Grundmoränen. Hie und da sind diese noch mit einer Lage von postglazialem Löß mit Schnecken bedeckt. Bergsturzblöcke unter der oberen Grundmoräne sind ohne Stellungsveränderung an der Außenseite mit Gletscher schliff versehen (sichtbar z. B. am Bahneinschnitt nahe E ob Reichenau). W. Staub glaubt nachgewiesen zu haben, daß der den Bergsturz überschreitende Gletscher mindestens noch bis Chur gereicht habe. Der Flimserbergsturz ist daher interglazial oder interstadial, ebenso wie Guppen und Gleiter.

Der Hinterrhein durchschneidet am unteren Ende des Trümmerstromes von Flims die ihm vorliegenden Schotterterrassen, Moränen, Sturzbreccien und anstehenden Inselberge aus helvetischem Mesozoikum und Bündnerschiefer. Mehrmalige Flußverlegungen bilden sich an

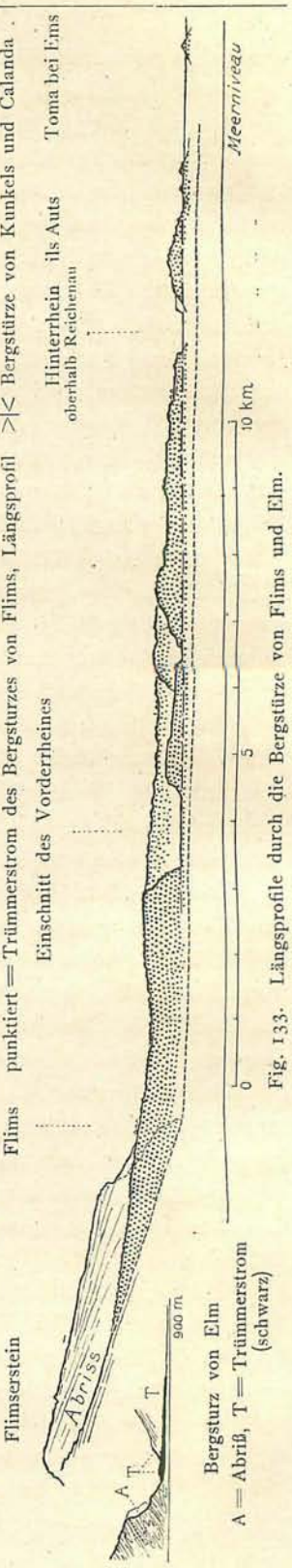



Fig. 133. Längsprofile durch die Bergstürze von Flims und Elm.

den Steilborden unter der Terrasse Rhäzüns—Bonaduz ab. Der Vorsprung von Plazes wird aus einem Verrucanoblockschwarm gebildet; Reichenau liegt auf Malmbergsturz; über der Moräne S Reichenau liegt ein Schwarm von Rötidolomitblöcken. Mit den letzteren beiden Vorkommnissen haben wir bereits das weitere große Bergsturzgebiet der Kunkelspaß-region betreten. Die Ausbruchsnischen greifen an den Sessagit 2003 m und an den Calanda (Silberegg 1800 m) hinauf. Ob Tamins schwimmen wie anstehend aussehende abgesunkene Massen von Rötidolomit darin. Aus der 2 km langen und 1 km breiten Ausbruchsnische von Sessagit-Girsch ergießt sich nach SSE über Tamins-ils Auts ein Trümmerrücken von 3 km Länge und 2 km Breite. Die vereinigten Rheine haben ihn unterhalb Reichenau 180 m tief eingeschnitten, ohne seine Unterlage zu entblößen. Wo die Bergsturzunterlage nicht unter den Talboden getaucht ist, finden sich reichlich Bergsturzquellen (Girsch 20000 Ml., Valtonis, Pradamal).

Toma. (Viele Autoren, zuletzt W. Staub, Geogr. Ges. Bern Bd. XXII 1910.) An den größten Bergsturzhaufen dieser Gruppe (ils Auts) schließen sich, isoliert aus der Rheinebene von Ems bis Chur, aufragend wie kleine Vulkane, die „Toma" an. Sie sind Erosionsrelikte meistens von Malmkalk-Bergstürzen vom Calanda. Einige enthalten zugleich Moräne (Toma Casti, Toma Falveng, Toma beim Schulhaus Felsberg), einige (z. B. Toma Patrusa) sind mit Grundmoränen überkleistert und injiziert und an den Außenflächen ihrer Blöcke vom Gletscher des schönsten angeschliffen. 15 größere Toma erheben sich 10—80 m hoch aus der Alluvialebene zwischen Reichenau und Felsberg, etwa 6 viel kleinere tauchen unfern Chur durch den Plessurschuttkegel hervor.

J. Oberholzer glaubt neuestens die Zeitfolge der Erscheinungen in diesem Gebiete ordnen zu können: 1. Moränen unter den Bergstürzen, 2. Bergstürze vom Kunkelspaß, 3. dadurch erzeugte Stauterrassen, 4. Bergsturz von Flims, 5. Stauterrassen im Becken von Ilanz, 6. Durchtalung der Bergstürze und neuer Gletschervorstoß über dieselben, 7. Rückzug der Gletscher und Erosion mit Rheineinschnitt bei Reichenau und Auflösung der östlichen Sturzmassen in die Tomalandschaft.

Auch in historischer Zeit sind im Linth-Rheingebiete größere Bergstürze entstanden. So ist im Jahre 1855 zwischen Mollis und Netstall von einer Malmwand am Fuß des Fronalpstockes eine Felsmasse von ca. 150000 $m^3$ abgestürzt, und am 11. Sept. 1881 hat sich der Bergsturz von Elm ereignet (Denkschrift von E. Buß und Alb. Heim, Zürich 1881 und Alb. Heim, Der Bergsturz von Elm, Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1882). Die Ursache des Abrisses am Tschingelberg war die Unterhöhlung des steilen Flyschgehänges mit bergeinwärtsfallender Schichtung und Schieferung durch Ausbeute der Schiefer, besonders für Schreibtafeln. Die Bildung der bogenförmigen Abrißspalte darüber vollzog sich allmählich im Verlauf etwa eines Jahres. Am Unglückstage lösten sich zuerst Steinlawinen aus den beiden Flanken der Abrißnische; eine Viertelstunde später stürzte die Hauptmasse ab. Die Bewegung war zuerst ein Fallen und Aufschlagen auf die Schieferbruchterrasse. Darauf erfolgte ein Sprung durch die Luft. Der Schutt traf den Fuß des gegenüberliegenden Gehänges, brandete an demselben 100 m hoch hinauf und wurde dadurch zugleich um 25° nach links abgelenkt, worauf er als Strom mit 3—$3^1/_2$% Gefälle 1600 m weit über den flachen Talboden hinausfuhr. Die Strom-

breite beträgt 400—500 m, die Oberfläche 58 ha. Der scharfe Rand wird durch Wälle von ausgeschürftem Ackerboden und Trümmern von Häusern begleitet. Die Fluidalstruktur (Blockstreifen wechselnd mit ausgeschürftem Ackerboden und Wulstwellen) ist auch im Innern des Stromes deutlich. Die Gesamtlänge beträgt 2400 m, die Dicke des Schuttstromes 5—40 m, im Mittel 15 bis 20 m, das Volumen 10—11 Millionen $m^3$, die maximale Sturzhöhe 620 m, die Bewegungszeit 1—2 Minuten. Die Abrißnische ist 320 m breit, 250 m hoch und 100 m tief, die verwüstete Fläche 89,5 ha. Es wurden zerstört 22 Wohngebäude, 50 Scheunen und Ställe, 10 Magazingebäude, getötet 13 Stück Vieh (das meiste war auf den Alpen), 115 Menschen. Eine Gedenktafel befindet sich an der Kirche von Elm (vergl. Fig. 134).

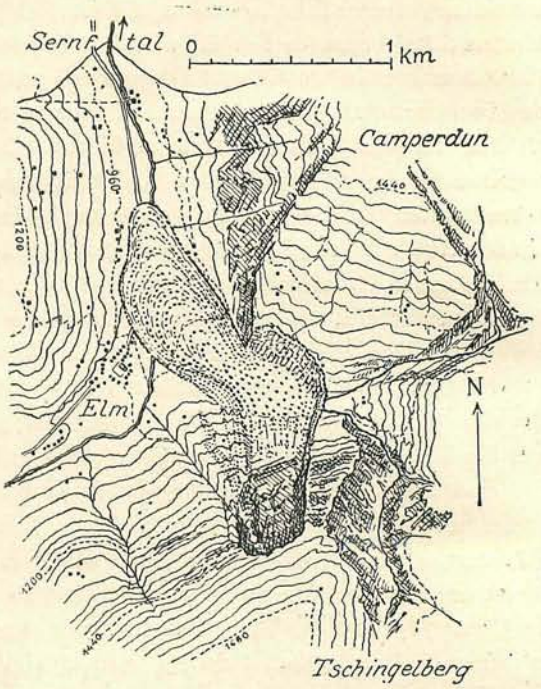



Fig. 134. Karte des Bergsturzes von Elm.

## Seen.

Die zahlreichen Bergseen im Linth-Rheingebiet haben sehr verschiedene Entstehungsursachen. Häufig und typisch sind die Bergsturz-Stauseen, wie Obersee, Haslensee, Klönsee, die Seen im Flimserbergsturz. Durch Moräne abgedämmt ist Oberblegisee, Seen an Brüchen sind Spannegg- und Murgsee. Durch Trichtererosion sind wohl Muttsee und Guppensee entstanden. Ein reines Felsbecken von noch unsicherer Entstehung (Glazialerosion? Auslaugung?) ist der Talalpsee. (Betreffend große alpine Randseen s. Bd. 1 S. 399 ff.)

Seewerkalk-, Schrattenkalk-, Malmkalkflächen zeigen oft ausgedehnte Karren (Taf. XXII). Große Quellen erscheinen unter Bergstürzen oder gesetzmäßig an der tiefsten Stelle, wo ausgedehnte durchlässige Schichtzüge angeschnitten sind — überall die gleichen Erscheinungen im Kalkgebirge!

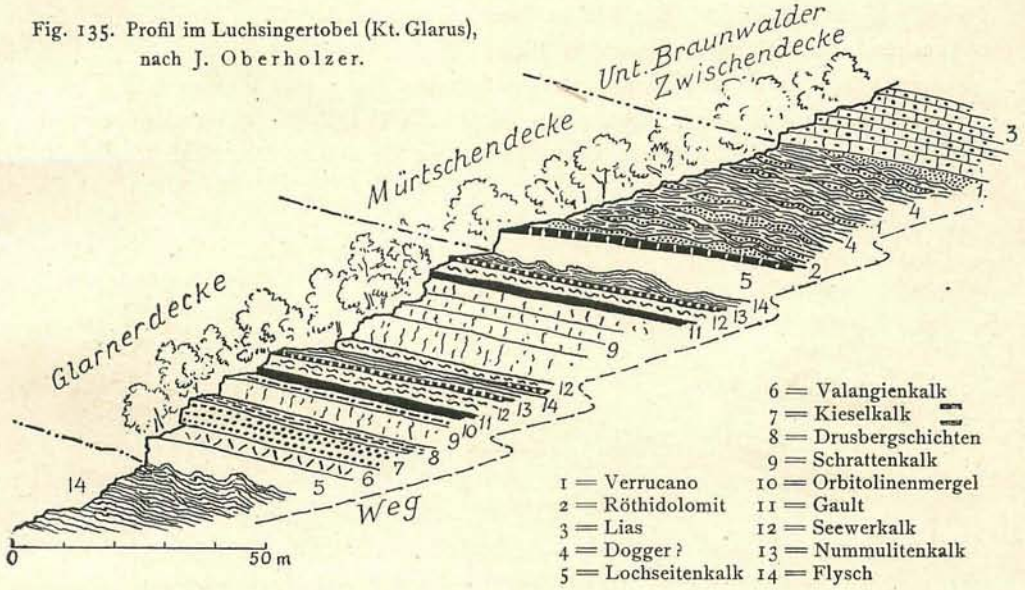
## Glärnisch.

Die ersten Detailstudien des Glärnisch sind von A. Baltzer (1873) und Alb. Heim (1891) veröffentlicht worden (vergl. Bd. 2 S. 10). A. Rothpletz hat 1898 erkannt, daß der vermeintliche verkehrte Schrattenkalk ob Schwändi dem Berrias angehört und statt der liegenden Falten Überschiebungen angenommen. Heute ist der imposante Felskoloss dank der Arbeiten von J. Oberholzer in seiner Gesamtheit völlig aufgeklärt.

Der Glärnisch besteht aus vier übereinander geschobenen Decken, zu denen sich noch die mächtigen Zwischenpakete von Lias auf Braunwald gesellen, von unten aufliegend auf Flysch (Taf. XVIII Prof. 2):

1. Die Glarner-D. bildet das unterste Felsgesimse (Stöckli) am Vorderglärnisch über Glarus, bestehend aus Korallenkalk des Malm, reduzierter Kreide in nordhelvetischer Fazies und Eocän mit Assilinengrünsand. Bei Nidfurn kommt auch noch Dogger und Rötidolomit unter dem Malm zum Vorschein, während der Verrucanokern ganz auf der E-Seite des Linthtales zurückbleibt. Weiter S erfährt die Schichtserie wechselnde Verquetschungen. Unter Braunwald ist sie auf eine metamorphe Kalkbank reduziert, schwillt wieder über dem Flysch von Linthtal zu einem Gesimse von Malm bis Eocän an und keilt auf Fritternalp an der Klausenstraße endgültig aus. Einen besonders merkwürdigen Aufschluß bildet das Luchsinger Tobel, das schon durch die Diskussionen zwischen Alb. Heim und A. Rothpletz bekannt war und wo J. Oberholzer nun über dem autochthonen Flysch innerhalb 50 m eine lokale Doppelung der Glarner-D. mit allen Kreidestufen und Assilinengrünsand bei Verquetschung auf $^1/_{10}$ der primären Mächtigkeiten nachweisen konnte (Fig. 135).

Fig. 135. Profil im Luchsingertobel (Kt. Glarus), nach J. Oberholzer.




2. Die Mürtschen-D. baut am Vorderglärnisch den mittleren Teil der Steilwände auf und umfaßt hier Trias, Dogger, Malm und Oehrlikalk (Fig. 136). In der Guppenrunse stellt sich noch an der Basis Verrucano ein, der südwärts rasch bis auf 500 m Mächtigkeit anschwillt, dann wieder abnimmt, während gleichzeitig im Dache der Decke die jüngeren Schichten durch die Überschiebungsfläche der nächst höheren Decke der Reihe nach abgeschnitten werden. S vom Luchsinger Tobel ist die ganze Decke nur auf eine wenige Meter mächtige Verrucanolage reduziert und unter dem ganzen südlichen Teil der Glärnisch-Ortstockgruppe durch Verquetschung verschwunden (J. Oberholzer 1919).

3. Die Axen-D. bildet den mächtigsten Teil des Glärnisch und die ganze Ortstockgruppe. Sie unterscheidet sich faziell scharf von den beiden tieferen Decken durch das plötzliche Auftreten von viele hundert Meter mächtigem Lias,

mächtigem Dogger, mächtigen Zementsteinschichten des Tithon (Vorderglärnisch-gipfel) und mächtiger reich gegliederter Unterkreide mit Valangienmergel in Austernfazies (mittlere helvetische Fazies). Vom Vorderglärnisch gegen den Klönsee absteigend liegt der Dogger der Axen-D. auf Oehrlikalk der Mürtschen-D. Weiter S, auf Guppenalp, setzt der Lias als Basis ein, der auf der Terrasse von Braunwald unter Abtrennung einer oberen und einer unteren „Braunwalder Zwischen-D." nach Oberholzer dreimal übereinander liegt, teilweise schöne Falten bildend (Spitzbogenmulde der Liaswand ob Rüti, darüber Rötidolomit und Quartenschiefer beim Grand-Hotel Braunwald).

4. Die Bächistock-D. bildet die Gipfelregion des Glärnisch und ruht auf der N-Seite von Vrenelisgärtli und Ruchen mit Valangienmergel auf Schrattenkalk der Axen-D., auf der S-Seite mit Oehrlikalk auf Drusbergschichten in Austernfazies, unter dem Bächistock mit Oehrlikalk auf Kieselkalk. Der Ruchen 2910 m besteht aus schwach S fallendem Schrattenkalk, der düstere Bächistock 2920 m aus schwach NW fallendem Kieselkalk. Die Mulde dazwischen füllt der Glärnischgletscher, der entsprechend dem Axenfallen nach W fließt.

Statt liegender Faltenverbindungen im früheren Sinne von Escher, Baltzer und Alb. Heim sind somit, vor allem durch die detaillierte Unterscheidung der Kreidestufen, schief abscheerende Überschiebungen ohne verkehrte Schichtlagen für den Glärnisch bezeichnend.

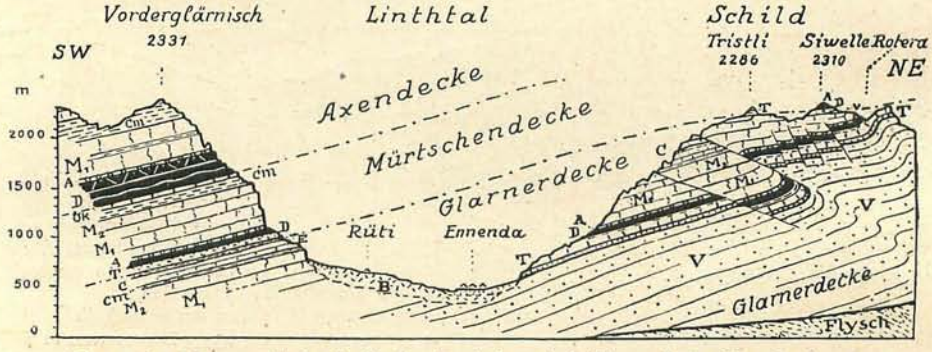



Fig. 136. Längsprofil durch Vorderglärnisch und Schilt, nach J. Oberholzer.
(Erklärung der Monogramme siehe Fig. 131, B = Bergsturz.)

Malm und Kreide bilden mit ihren hellanwitternden Kalken, den dunklen Kieselkalken und Grünsanden und den Mergelbändern, alles in flacher und mehrfach wiederholter Überlagerung mit akialem Ostfallen die schön gestuften Felsabstürze ringsum an dem ungewöhnlich gewaltigen Gebirgsstock des Glärnisch (Fig. 136 und 137).

## Silbern und Wasserberg.

Wie schon vom Schild her, so senkt sich auch weiterhin im Glärnisch das ganze Deckengebäude nach W, so daß in dem breiten Rücken der Silbern mit ihren ausgedehnten Karrenfeldern, obwohl niedriger als der Glärnisch, nun die höheren Zweig-D. auf dem Rücken der großen Axen-D. dominieren. Sie sinken axial mit 8% Gefälle vom Silbernrücken weiter gegen WSW bis an den Rand des Bisitales.

Albert Heim, der 1891 („Beiträge") die erste tektonische Beschreibung der Silbern gegeben hat, erkannte verschiedene nach N überliegende Kreidegewölbe mit trennenden eocänen Mulden am N-Rand, mit stark reduzierten bis zerrissenen Mittelschenkeln und mit verschiedenen liegenden Umbiegungen. Dadurch war die N-Richtung der Bewegung festgestellt. Später ermöglichte die sorgfältige stratigraphische Unterscheidung der verschiedenen Abteilungen des Valangien durch J. Oberholzer die Feststellung von vier verschiedenen, sich gegenseitig schief überscherenden, verfalteten und von Brüchen zerstückelten höheren Teil-D. auf der Axen-D., die im N nur aus ihren jüngeren Kreidestufen mit Eocän, im S umgekehrt nur aus ihren ältesten Stufen bestehen. Eine besonders merkwürdige Stelle bietet der Felsgrat 2010 m bei Alp Dreckloch, wo in einer 250 m hohen Felswand unmittelbar dreimal übereinander Valangienkalk mit zweimal S fast auskeilenden schwarzen Kieselkalkzwischenlagen übereinander geschoben liegt (Taf. XVIII Prof. 3). Diese entsprechen der Bächistock-D., der unteren und oberen Silbern-D. (J. Oberholzer, Eclogae 1908). Noch nicht genug: Die breite Gipfelkappe 2317 m der Silbern besteht aus einer klippenartigen Valangienkalkplatte, dem Seewerkalk der oberen Silbern-D. aufliegend; und diesen Valangienkalk trifft man auch noch in größeren Flächen am Pragelpaß über Seewerkalk der oberen Silbern-D., unter die Balfriesschiefer der Drusberg-D. einschießend. Während die Wurzelabzweigungen der Bächistock- und Silbern-D. abgewittert sind, hat Oberholzer eine muldenförmige Verbindung der zwei obersten Zweig-D. auf Thoralp gefunden, und daher die oberste derselben Thoralp-D. benannt. In schönster Weise sind alle diese Überschiebungen auf der N-Seite des Bisitales wieder zu finden: die Axen-D. mit Lias bis Unterkreide, darüber dreimal Valangienkalk und Hauterivien der Bächistock-, unteren und oberen Silbern-D., und schließlich noch die über 1 km² große Kieselkalkfläche der Thoralp-D. von Hengsthorn—Kreuzbühl am Pragelweg, die dem normalen Seewerkalk der oberen Silbern-D. — der bedeutendsten — obenaufsitzt.

Da die Decken der Silbern ausschließlich aus Kreide vom mittleren helvetischen Faziestypus bestehen, die sich faziell unmittelbar an diejenigen der Axen-D. anschließt, sind die obengenannten Decken nur als große Kreideschuppen zu betrachten, die vom Malm der Axen-D. abgeschürft und in der Mulde N des Faulengewölbes angehäuft wurden (Taf. XVIII Prof. 3).

Die Silbern weist aber eine noch höhere Überschiebungskappe aus Unterkreide auf, die mit ihrem bathyalen Valangienkalk nicht mehr als Axenzweig betrachtet werden kann: das Roggenstöckli 1709 m. Seine Decke überlagert nach der Karte der Glarneralpen auf 800 m Länge in der östlichen Hälfte Seewerkalk der oberen Silbern-D. oder Valangienkalk der Thoralp-D., in der westlichen Hälfte den durch einen bedeutenden Bruch vom Ostteil getrennten Schrattenkalk, ohne selbst gebrochen zu sein. Es handelt sich wohl um ein Erosionsrelikt der Säntis—Drusberg-D.

Die SW-Fortsetzung der Silbern bildet den Wasserberg 2341 m im Winkel zwischen Bisital und Hüribach bei Muottatal, der von W. Hauswirth (Eclogae 1913) mit Karte und Profilen eingehend beschrieben wird. An seinem Absturz sieht man den Valangienkalk wieder viermal übereinander. Die Teildecken fallen alle

mit etwa 30° nach NNW in Form von Tauchfalten oder Tauchschuppen, deren tiefere, nach Hauswirth an Schubbreite abgenommen haben.

So hängen z. B. Axen- und Bächistock-D. bei Lipplisbühl im Valangien miteinander zusammen, eine verkehrte, sich nach NW gegen die Tiefe öffnende Mulde von Kieselkalk bildend (die dem berühmten Axenmättli am Urnersee entsprechen soll). Die Thoralp-D. hingegen reicht noch bis zum Starzlenbach mit wenigstens 5 km Breite, und ist auf dem Rücken des Wasserberges in einzelnen klippenartigen Kappen von Valangienkalk und Kieselkalk erhalten geblieben. Untergeordnete Querbrüche sind ganz wie im Silberngebiete auch am Wasserberg zahlreich.

### Ortstock-Axenkette (Axendecke) (Taf. XVIII, 3 u. XIX, 4).

Alb. Heim, Hochalpen zwischen Rhein und Reuß („Beiträge" 1891), dazu Bl. XIV geol. Karte 1 : 100 000.

J. Oberholzer (1908) vergl. Literatur S. 388.

Alb. Heim, Klausenpaß (Viertelj. N. G. Zürich 1906).

Geol. Karte des Vierwaldstättersees 1 : 50 000 von Buxtorf, Tobler u. a., mit Profiltafel, 1916.

Am Kratzerngrat auf der S-Seite der Silbern schwingt sich aus der Tiefe bogenförmig die unterste Kreide der Axen-D. mit Valangienmergel voller Austern und mächtigem Oehrlikalk senkrecht bis überliegend in die Luft. Sie gehört zum N-Schenkel des gewaltigen 2 km hoch aufgestauten Juragewölbes des Faulen.

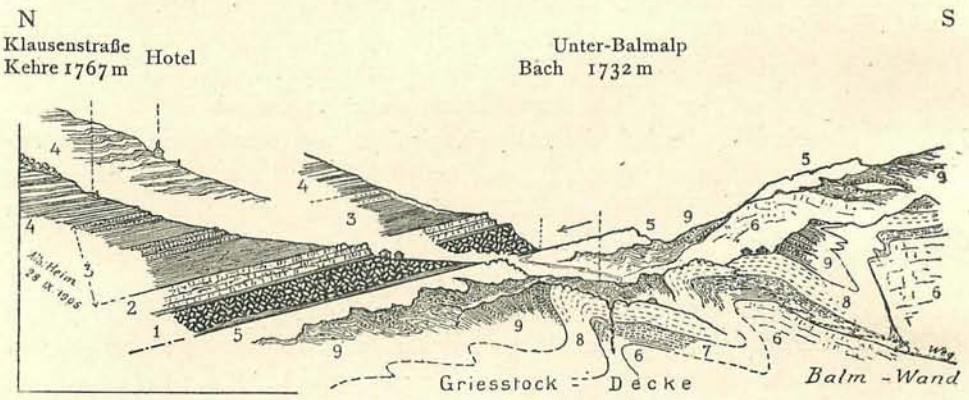



Fig. 138. Die Überschiebung der Axendecke am Klausenpaß, nach Alb. Heim 1906.

1 = Rauhwacke; 2 = Rötidolomit; 3 = Quartenschiefer mit Quarzitbänken; 4 = Lias; 5 = Lochseitenkalk (Malm mit Seewerkalk, Mittelschenkel der helvet. D.); 6 = Malmkalk; 7 = Neocom; 8 = Schrattenkalk; 9 = Assilinengrünsand und Globigerinenschiefer, Eocän.
1—4 = Axendecke, 6—9 = Griesstockdecke.

Auf der S-Seite des Glärnisch im Bösbächital ist dieses Gewölbe bis auf den Lias entblößt, sticht dann sanft nach W sinkend unter die Malm-Gewölbebrücke des Bösen Faulen 2804 m und kommt wieder mit Dogger-Liaskern in großer Ausdehnung im Bisital zum Vorschein, wo es sich allmählich verflacht. S von diesem einfachen Gewölbe folgen in der bis zum Klausenpaß ausgedehnten Jura-Gebirgsmasse aber auch noch komplizierte kleine Tauchfalten von Quintnerkalk in Zementsteinschichten, die den hohen Turm 2669 m, den kühnen Ortstock 2720 m W

Braunwald und die Schächentaler Windgälle 2759 aufbauen. Auch Dogger und Lias bilden in den schwarzen Wänden N Linthtal und Klausenpaß zahlreiche von weitem sichtbare, stets nach N überliegende Falten (Taf. XVIII Prof. 3 und XIX, 4).

Auf der Klausenpaßhöhe kommen längs der Straße unter dem Lias normal auch noch Quartenschiefer und Rauhwacke zum Vorschein. In prachtvoller Weise sieht man, wie diese Trias mit einer Rutschfläche auf einer verkneteten Malmkalkplatte vom Typus Lochseitenkalk überschoben liegt (Fig. 138). Dies ist die nach NW einfallende, mit den überliegenden Falten durch ihre Ebenheit merkwürdig kontrastierende Überschiebungsfläche der Axendecke. SE unter dem Glärnisch liegt sie mit ihrem Lochseitenkalk dem Eocän der Mürtschendecke, bei Linthtal direkt dem Eocän der Glarnerdecke, am Klausenpaß, dem Eocän der parautochthonen Griesstockdecke auf. Nicht nur die Basis der großen Verrucanomasse (Glarnerdecke) ist durch ihren Lochseitenkalk ausgezeichnet, sondern in ähnlicher Weise findet man einen Lochseitenkalk an der Basis der Mürtschen- und Axendecke. Hier am Klausenpaß, wo jene tieferen Decken ausgekeilt sind, vertritt der Lochseitenkalk der Axendecke die Basis der gesamten helvetischen Schubmasse. Ähnlich wie im Verrucanogebiet findet man diesen auf der Südseite der Klausenpaßhöhe auf seiner Unterseite in wunderbarster Weise mit dem liegenden parautochthonen Eocän und Seewerkalk verzahnt, während die Oberseite von einer ebenen Rutschfläche gebildet wird. Vom Ortstock über Klausenpaß und Schächental bis an den Urnersee setzt sich die nach S abgebrochene imposante Juramauer fort und bildet so den Südrand der helvetischen Schubmasse. Dabei keilt aber die Trias am Fuß der Schächentaler Windgälle, der Lias unter dem Roßstock aus und schließlich bleiben auch Dogger und Malm — eine früher rätselhafte Tatsache — sich nach unten schließend in den Felswänden hoch über dem Urnersee zurück. Die tauchenden Jurakerne in den Deckenstirnen der unteren und mittleren helvetischen Decken bleiben etwa auf der Streichlinie Quinten—Klöntal—Flüelen—N Urinotstock zurück, umschlossen von den allein weiter nach N vordringenden Kreidefalten.

Am Faulen 2494 und Roßstock 2463 in der Axenkette vereinigt sich der vom Wasserberg her kommende Kreidegrat mit der gegen das Schächental abgebrochenen Jurakalkmauer zum Axengrat mit seinen orographischen an die Churfirsten erinnernden kühnen Gipfelzacken. Im Verbindungsgrat W des Wasserberg steigen Gault und Seewerkalk faltig von der Tauchstirn nach S an den Achselberg; Schrattenkalk steigt auf die Gipfel von Blümberg 2240, Lidernen 2517 und Hundstock 2216; Kieselkalk bildet den Hagelstock 2207, Dieppen 2226 und Rophaien 2082. Auf dem sanfteren, der Schichtlage entsprechenden N-Abfall verlieren sich nach Buxtorf die Abschuppungen von Valangienkalk nach Art des Wasserberges; eine höhere bildet noch den Gipfel des Faulen, zwei tiefere den Rophaien und Buggisgrat. Die auffallendste Erscheinung am Axen ist aber die durch den Einschnitt des Reußtales (Urnersee) entblößte Doppelung der steil eintauchenden Stirn der Axen-D. durch die von Alb. Heim entdeckte und berühmt gewordene verkehrte Eocänmulde des Axenmättli (Taf. XIX Prof. 4). In einem nach S überliegenden, z. T. von Rutschflächen begleiteten Gewölbe steigt der Schrattenkalk, inwendig von Nummulitengrünsand ausgekleidet — Gault und

Seewer fehlen primär — 300 m hoch über den See, mit eocänem Globigerinenmergel als Kern und Neocom als Hülle. So hat sich die Stirn der Axen-D. von einem einfach liegenden Gewölbe am Deyenstock zu einem sich in die Erde bohrenden Doppelkopf verändert.

## Wiggis-Räderten-Gruppe.

C. Burckhardt, Kreideketten zwischen Klöntal, Sihl und Linth, „Beiträge" n. F. Lfg. 35, 1896, mit Karte 1:50000.

J. Oberholzer und Alb. Heim, Geol. Karte der Glarneralpen 1:50000 (1910).

J. Oberholzer, Die Überfaltungs-D. auf der Westseite des Linthtales, Eclogae 1908.

J. Oberholzer, Der tektonische Zusammenhang von Glärnisch-, Schild- und Mürtschen-Gruppe, Viertelj. N. G. Zürich 1919.

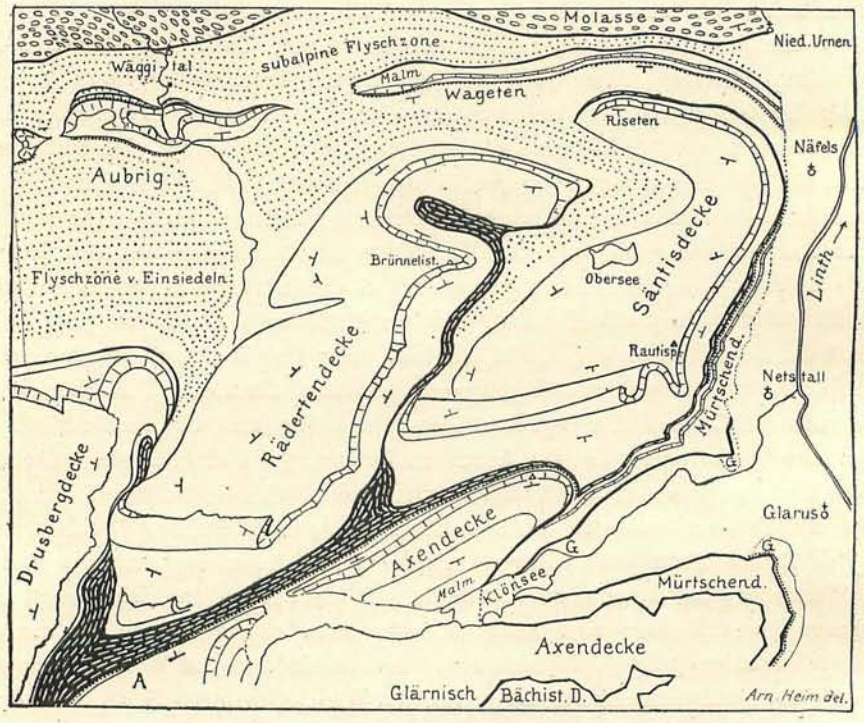



Fig. 139. Schematisches Deckenkärtchen der Wiggis-Rädertengruppe, 1:150000, vorwiegend nach J. Oberholzer.

Wildflyschgruppe = weit punktiert; Nummulitengestein normal auf Seewerschichten = enge Punktreihe; Schrattenkalk = quergestrichelt; Mergel des Valangien als ältester Kern der oberen Deckenlappen Säntis—Räderten—Drusberg = schwarz mit weißen Stricheln; Überschiebungsflächen durch kräftige Striche hervorgehoben.

C. Burckhardt, der das Kreidegebirge N des Klöntales zuerst nach A. Escher einer eingehenden Untersuchung würdigte, kam zu dem Resultate, daß eine ältere Faltung von normalem E-W-Streichen durch eine jüngere N-S streichende gekreuzt werde, während M. Lugeon (1901) aus den Beobachtungen Burckhardts schloß, daß die N-S-Faltung auf Täuschung beruht, und Wiggis, Räderten und Flubrig drei dachziegelartig schief übereinanderliegende Deckenlappen bilden. Diese

Auffassung ist durch die Neuaufnahme von J. Oberholzer in klarster Weise bestätigt und erweitert worden.

Die gewaltigen gebänderten Felswände ob Netstal entsprechen vollkommen dem Südabsturz der Churfirsten mit ihren zwei faziesverschiedenen normalen Serien. Die Säntis-D. ruht mit Valangienmergel auf Seewerkalk und Eocän der Mürtschen-D. (Wiggisalp). Als Basis der Mürtschen-D. kommt am Grundkopf bei Netstal noch Dogger zum Vorschein, der mit flacher Überschiebungsfläche auf Tithon-Korallenkalk, wohl der Glarner-D. aufruht (Fig. 140), während am Ufer des Klöntalersees der Jura ausgekeilt ist, und der Oehrlikalk der Mürtschen-D. mit Rutschfläche dem Assilinengrünsand der Glarner-D. aufliegt.

Die Säntis-D. bildet die breite Mulde von Haslen- und Obersee mit Senon-Wildflyschfüllung als Fortsetzung der Amdenermulde, und bäumt sich, von Brüchen zerhackt, wieder auf im Friedlispitz symmetrisch zum Durschlägiberg. An der Riseten endigt plötzlich diese aufbrandende Platte, indem die Unterkreide von Seewerkalk umgeben auskeilt, wohl durch Längszerreißung.

Zwischen den beiden gleich hohen kühnen Zwillingsgipfeln Wiggis und Rautispitz 2284 m beschreibt die Kreide der Säntis-D. eine scharfe, liegende Mulde mit Senonmergelfüllung, die nach W mit starkem Axialgefälle unter den Felsabsturz der Räderten hineinsticht. An die Wiggismulde schließt sich südlich noch die kleine Falte des Breitkamm an, die ihrerseits Andeutungen zum Umbiegen in den Rädertenlappen aufweist. Diese verbindende Muldenbiegung zwischen Wiggis (Säntis-D.) und Rädertenlappen entspricht nach Arn. Heim der Mulde des Sichelkamms bei Walenstadt.

Die Räderten-D. bildet einen 6 km breiten liegenden Faltenlappen, der durch die scharfe, etwa 20° nach W sinkende Mulde des Brünnelistocks in zwei Teile zerlegt wird. Wieder ruht Valangienmergel als ältestes Schichtglied auf Oberkreide der Säntis-D. und Wildflysch. Das Stirngewölbe mit verkehrter Schichtlage ist prachtvoll zu sehen; es zieht sich vom Tierberg zum Bärensoolspitz nach SSE zurück, und dementsprechend bildet die Räderten-D., 25 km weiter E, nur noch ein einfaches Gewölbe (Gamsberg zwischen Sichelkamm und Faulfirst Fig. 116).

Nach W taucht der Rädertenlappen mit 15—20° Axengefälle unter den Wildflysch des Wäggitales und wird überragt von der dritten gewaltigen NNE verlaufenden Mauer abgebrochener Neocomschichten: der Drusberg-D. Die Verbindung zwischen beiden Deckenlappen bildet die prächtige liegende Seewermulde des Ochsenkopfes ob Richisau, während der liegende Gewölbekern von den mächtigen Mergeln des Valangien der Schweinalp gefüllt wird (Fig. 140). Diese bilden überhaupt das älteste überschobene Schichtglied und die Kernmassen der beiden höheren Deckenlappen N des Klöntales. Ihr gemeinsamer Kern liegt von Langenegg bis zum Pragel überschoben und umwickelt auf Assilinengrünsand oder Seewerkalk der Axen-D-Stirn (Fig. 140, Taf. XVIII Prof. 2 u. 3).

N über dem Klöntalersee erhebt sich der früher rätselhafte Deyenstock 2025 m, über den die Untersuchungen von J. Oberholzer in der Hauptsache vollständige Klarheit gebracht haben; er bildet das Stirngewölbe zu der zweitobersten und mächtigsten Schub-D. des Glärnisch, die sich an einem Stück bis zum Axen fortsetzt,

der Axen-D. Sie schiebt sich zwischen Mürtschen-D. und Säntis-Drusberg-D. ein, die letztere unter sich einwickelnd (Fig. 140).

Dem oben geschilderten Deckenbau entsprechen vollkommen die Faziesverhältnisse: Die Mürtschen-D. ist in nördlich helvetischer Fazies entwickelt, ebenso der Deyenstock, wo zwar die Schichtmächtigkeiten bereits zugenommen haben. Dann folgt entsprechend der großen Schubfläche der Säntis-Drusberg-D. (Eocänband Näfels-Deyenalp-Pragel) der große Faziessprung: in der oberen Schubmasse die mächtige Kreide mit Valangienmergel (mittlere helvetische Fazies), die entsprechend der Abwicklung über den Rädertenlappen zur Drusberg-D. allmählich nach dem südlichen helvetischen Typus überleitet (Taf. XVI).

S N

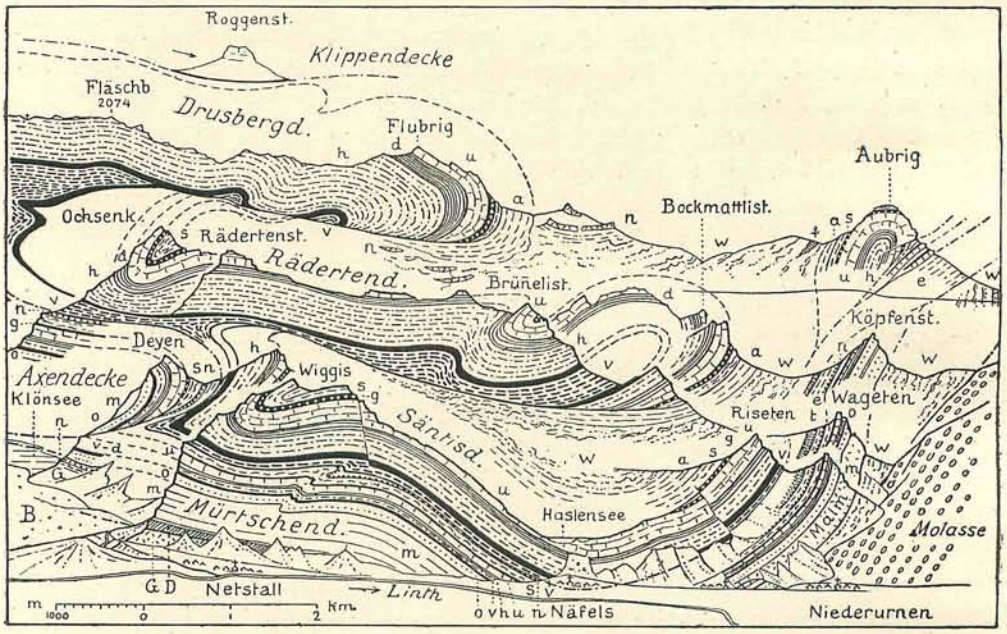



Fig. 140. Sammelprofil durch die Gebirgsgruppe nördlich des Klöntales, vorwiegend nach J. Oberholzer, gezeichnet von Arn. Heim (Projektionsrichtung 10° Fallen nach W 10° S).

D = Dogger an der Basis d. Mürtschend., schräg schraffiert; m = Malm, in der Glarnerd. (G) und Wageten als Korallenkalk; O = Oehrlikalk (Fazies der tiefereren D.); V = Mergel des Valangien s. l. (gestrichelt), die Basis der höheren Decken bildend, darüber Valangienkalk (schwarz), in den tieferen D. rudimentär; h = Hauterievien-Kieselkalk; d = Drusbergschichten; u = Schrattenkalk; g = Gault, in d. höheren D. inkl. Gargasien (schwarz mit weißen Punkten); s = Seewerschichten; a = Amdenersch., Senon; n = Nummuliten, Assilinengrünsand (Lutétien); e = Stadschiefer; t = Taveyannazsandstein der Wageten (Oligocän); w = Wildflysch mit Senonmergeln, Nummulitenkalken und Triasgyps +; G = Glarnerdecke; B = Bergsturz.

Oberflächengestaltung. Entsprechend der Dachziegellagerung der drei oberen Deckenlappen sind drei große, nach E quer abgebrochene Felsmauern entstanden, mit denen die Decken aus dem Gebirgskörper heraustreten. Auf ihren E-Seiten folgen die schiefen Quertäler Wäggital, Oberseetal, Linthtal. Aus den

Längsmulden sind meist Längstälchen entstanden (Aaberlialp, Rautialp usw.). Das tiefe Klöntal hingegen ist unbekümmert von der Tektonik ein schiefes Längstal geworden. Bergstürze s. S. 399.

## Drusberg-Frohnalpstock (Drusberg-D.).

E. Quereau, Klippenregion von Iberg („Beiträge" 1893).
P. Arbenz, Frohnalpstock („Beiträge" 1905).
Geologische Karte des Vierwaldstätter Sees 1 : 50000, mit Profiltafel (66 a u. b), 1916.

Am Fluhbrig (Diethelm) 2095 m im Hintergrund des Wäggitales bildet der höchste Lappen der Säntis-Drusberg-D. seine Stirn in Form eines prachtvollen liegenden Gewölbes mit reduziertem Mittelschenkel (Fig. 140, Taf. XVIII Prof. 3). Von der Muldenabzweigung am Ochsenkopf aus beträgt die Überdeckungsbreite $3^1/_2$ km. Gegen W hin aber, die sich zurückziehenden tieferen Lagen verdeckend, nimmt der Drusbergdeckenlappen an Ausdehnung zu und faltet seinen Rücken. Bei Iberg ist das Stirngewölbe im Schrattenkalk von der Stillen Waag in Form einer prachtvollen Kluse quer durchschnitten und sinkt dann nach SW, beschleunigt durch staffelförmige Brüche, unter eine gewaltige Masse von Leistmergel, der die weiten sumpfig rutschigen Gebiete N des Münsterbaches einnimmt. S davon folgt das zweite, ebenso schön im Twingetobel zirkusförmig aufgeschlossene Gewölbe, das sich vom Großen Biet über Todtenplangg nach dem Roggenband axial mit etwa 10° sinkend fortsetzt, und dort die Roggenstockklippe als Erosionsrelikt auf dem Rücken trägt. Dann erhebt sich die mächtige Kreideserie, von vielen kleinen Brüchen durchsetzt, zu dem scharfen Kamm mit den bekannten Zwillingsgipfeln Drusberg 2283 (Brisischichten) und Forstberg 2219 (transgredierende Wangschichten), worauf sie steil gegen das Muottatal abbricht.

Nahe NW vom Dorf Muottatal erreichen die Falten der Drusberg-D. die tiefste Axendepression und tauchen dann wieder aus der Flyschhülle und unter der Klippen-D. nach W hervor, nun drei Gewölbe aufweisend:

1. Das Stirngewölbe von Morschach, das sich sanft von der Muotta zum Urnersee erhebt und dort in seiner oberen Hälfte prächtig entblößt ist (Taf. XIX, 4).

2. Das Gewölbe des Giebel, das sich rasch gegen den Frohnalpstock erhebt, dort aber durch Erosion seine Stirnumbiegung eingebüßt hat.

3. Das schöne knieförmige Gewölbe der Fallenfluh, das sich wie der Giebel schon auf der Nordseite der Muotta zu erheben beginnt und ebenso von der Muotta bis auf den Kieselkalkkern quer durchschnitten wird. Infolge des auffallend raschen Axensteigens der enggeklemmten Mulde auf seiner NW-Seite vereinigt es sich mit dem Giebelgewölbe und bildet den Frohnalpstock 1922 m.

Die Überschiebungsfläche als Fortsetzung der Eocänzone von Betlis—Näfels—Deyenalp—Richisau zieht sich vom Pragelpaß über Muottatal, Katzenzagelpaß und Riemenstaldental nach Sisikon, ist aber oft von Gehängeschutt verdeckt. Am Katzenzagel und bei Sisikon schalten sich zwischen das Eocän der Axenstirn und die Mergel des unteren Valangien (Berrias) noch Kieselkalkmassen ein, vielleicht Fortsetzung ähnlicher Zwischenpakete, wie sie von Richisau und Pragel bekannt

sind (Richisauer Zwischendecke) stellenweise aber als Thoralp-D. oder bloße Abrutschungen gedeutet werden können. Trotz dieser Komplikationen ist das Profil bei Sisikon als Deckengrenze schon aus Faziesgründen überzeugend: N des Dorfes (Drusberg-D.) die Tiefmeerfazies des Valangien mit Aptychen, S davon (Axen-D.) die ursprünglich nördlichere Urgon- und Austernfazies; N mächtige reichgegliederte Mittel- und Oberkreide, S statt dessen Nummulitenkalk transgredierend auf Seewer- bis Schrattenkalk (Taf. XIX Prof. 4). Diese Eocänzone bildet stets die Trennung zwischen Mürtschen-Axen-Decke unten und Säntis-Drusberg-Decke nördlich darüber.

## Wageten-Köpfler-Kette.

Ernst Blumer, Zur Kenntnis des helvetischen Alpen-Nordrandes, Viertelj. N. G., Zürich 1906.
J. Oberholzer s. Literatur S. 388.

In seiner „Kontaktzone („Beiträge" 1893) beschrieb C. Burckhardt die Wageten-Küpfenstockkette als ein aufrechtes Kreidegewölbe mit Neocomkern. Später konnte aber E. Blumer nachweisen, daß der vermeintliche mächtige Schrattenkalk des Nordschenkels Korallenkalk des Tithon ist, und die ganze Kette aus einer auf Flysch überschobenen einheitlichen normalen, vor der Molasse sich aufbäumenden Schichtserie von Malm, Kreide und Eogen besteht (vergl. Fig. 140, Taf. XVIII Prof. 2). Weitere Aufklärung ergab die Kartierung durch J. Oberholzer (Glarneralpen l. c.): Der liegende, auf die Molasse-Nagelfluh überschobene reduzierte Flysch ist eingewickelter Wildflysch, während das normale Hangende der Wagetenkreide aus Nummulitenkalk voller N. complanata (15—20 m), Globigerinenmergeln (Stadschiefer) und typischem Taveyannazsandstein besteht, welch letzterer sonst in keiner helvetischen Decke der Ostschweiz vorkommt. Die Kreide ist sehr reduziert; Albiengault liegt auf nur 20—30 m mächtigem Schrattenkalk. Nach der Fazies kann daher die Wageten nicht als Stirn der bei Näfels unter den Talboden tauchenden Mürtschen-D. betrachtet werden, sondern bildet vermutlich die Stirn eines an den Alpenrand vorgeschürften parautochthonen Deckenstückes, nach J. Oberholzer (l. c. 1919 S. 86) der parautochthonen Kamlistock-D., deren Fazies bis in Einzelheiten mit der Wageten übereinstimmt.

Nach E setzt sich die Wagetenkette im Malm des Kapfenbergs bei Weesen fort (S. 375), während sie gegen W am Köpfenstock (Köpfler) plötzlich abgerissen für immer endigt, ohne durch den Flysch im tiefen Querschnitt des Trebsenbaches abzusteigen. Von W her erinnert der Köpfenstock an den Kopf eines Fisches, der aus dem Flyschmeer einen Sprung gegen die Küste nimmt.

## Aubrige.

Scheinbar als westliche Fortsetzung der Wageten taucht aus dem Flysch des Wäggitales ein neuer Kreideberg auf, der Aubrig. Er ist zuerst von C. Burckhardt (l. c. 1893) tektonisch eingehend beschrieben worden. Arn. Heim fand 1905 (Säntis, „Beiträge"), daß Groß- und Klein-Aubrig durch Längszerreißung voneinander getrennt und nach unten keilförmig abgequetscht sind. E. Blumer (l. c. 1906) erkannte dann, daß der Aubrig faziell mit der Säntis-D. übereinstimmt und nicht die westliche Fortsetzung der Wageten sein kann. In der Tat entspricht dem mittleren helvetischen Faziestypus der mächtige Schrattenkalk mit fossilreichen Orbito-

linenmergeln, das vollständige Albien mit 4—14 m Brisibreccie als Basis, mächtige Seewer- und fossilreiche Amdenerschichten, darüber Nummulitengrünsand mit N. gallensis und Flysch (vergl. H. Ahrens, Der große Aubrig, Diss. Marburg 1914).

Der große Aubrig 1712 m bildet ein fast aufrechtes Gewölbe mit Kieselkalk als Kern, das von der Wäggitaler Aa in prachtvoller Kluse quer durchschnitten wird. Auf seiner N-Seite wird das Gewölbe von einem S-fallenden Längsbruch durchschnitten, unter welchem zwei vorgelagerte, je etwa 100 m mächtige S-fallende Schuppen Assilinengrünsand, Seewerkalk, Gault und Schrattenkalk in normaler Lagerung zum Vorschein kommen (Fig. 140). Das Fehlen von Brisi- und Amdenerschichten entspricht ihrer nördlicheren Lage (Arn. Heim, Eclogae 1918).

Gegen E endigt das Aubriggewölbe in Flysch am Calvarienberg, zu einer Spitze längsgestreckt. Gegen W sticht der Gewölbekopf des Groß-Aubrig über dem Flyscheinschnitt des Kratzerlibaches in die Luft, indem er keilförmig nach unten verquetscht ist (Taf. XVIII Prof. 3). Seine längsabgerissene Fortsetzung bildet den Klein-Aubrig, ein 30° axial nach W sinkendes Gewölbchen mit Schrattenkern. Es ist in der Krummfluhschlucht besonders schön aufgeschlossen und taucht bei Eutal unter die mächtige umwickelnde Flyschmasse von Einsiedeln.

Nach Fazies und Tektonik erinnern die Aubrige auffallend an den Mattstock; ihre nördlich vorliegenden Schuppen entsprechen dann vielleicht der Rigihochfluhkette als der weiter westlichen Fortsetzung der Säntis-D.

### Zur Flyschtektonik in den östlichen Schweizeralpen.

Viel komplizierter als die Tektonik der normalen helvetischen Schubdecken ist die disharmonische Tektonik des älteren Flysches, der unter, zwischen und über diesen Decken liegen kann.

Wir gehen aus von dem mächtigen Glarner Flysch, der einen gewaltigen Sack unter der Verrucanodecke bildet, und verweisen auf S. 324, 325. Als überschobene wiedergefaltete Masse bildet der Wildflysch mit seinen Nummulitenkalken und fremdartigen Kreideeinschlüssen die Muldenfüllungen der autochthonen Flyschfalten. In größter Mächtigkeit ist der Wildflysch auf der tektonischen Leeseite des Aarmassivrückens angehäuft, während die Füllungen der weiter nördlich folgenden autochthonen Flyschfalten unter der Verrucanodecke, von dieser diskordant abgeschert, laminiert und nach N verschleppt wurden (Taf. XVIII und Fig. 66 S. 265). Unter den Grauen Hörnern ist die Diskordanz von zerknittertem Wildflysch mit Quarzitbänken auf verschiedenen Abteilungen des autochthonen Eogen durch J. Oberholzer verfolgt worden (Fig. 118). Auf Alp Falzüber bei Elm findet man größere Lamellen von seewerartiger Oberkreide mit Inoceramen und den bekannten Seewerforaminiferen, übergehend in die schwarze Wildflyschhülle (Arn. Heim, „Beiträge" 1910). Die größten Räume nehmen diese Kreidemassen („Leimernschichten") im Gebiet N vom Calanda ein: Vom Stelli 2055 m bis Untervaz ist die parautochthone Mulde zwischen Kaminspitz- und Calandafalte von einer mehrfach repetierten teilweise stark metamorphen Serie von Assilinengrünsand, Leistmergel, mächtigem seewerartigem Kalk mit eingeschlossenen Linsen eines massigen hochmetamorphen, hellgrauen Kalkes (Malm?) gefüllt (Fig. 118). Auf Matonalp im nächst

tieferen Muldenkeil liegen diese Gesteine zwischen autochthonem Dachschiefer und Sandstein, und in deren NE-Fortsetzung bildet die fremde Kreide mit Fetzen von Malm (?) und sogar Triasdolomit den pyramidenförmigen Pizalun 1482 mit 2 km Mächtigkeit — dies alles im Muldensack unter der helvetischen Schubmasse, 35 km hinter deren Stirn, so daß man seinen Sinnen nicht mehr glauben möchte!

Vom Rhein bis nach Engelberg liegt das helvetische Deckengebirge wechselnd entweder direkt dem autochthon gefalteten Eogen auf (wo die Wildflyschdecke weggeschürft ist) oder dem, diesem autochthonen Eogen selbst überschobenen Wildflysch (Fig. 66).

Aus diesen und noch vielen anderen Beobachtungen geht hervor, daß der Wildflysch mit dem begleitenden Eocän und Mesozoikum auf die autochthonen Sedimente überschoben, und erst später, gleichsam als normales Hangendes, von dem aus nördlicherer Wurzel stammenden helvetischen Deckenschub mitergriffen und eingewickelt wurde. Der tektonische und stratigraphische Zusammenhang der parautochthonen Falten mit den helvetischen Decken schließt eine Herkunft von einer nördlicheren Wurzel völlig aus. Allein die eingewickelten Sedimente sind selbst untereinander verschieden und gehören wohl verschiedenen Teil-D. an. So z. B. tritt das Eocän in drei Faziestypen auf: 1. Nummuliten-Lithothamnienkalk vom Typus Einsiedeln (Ragaz-Schächental); 2. Blattengratschichten (Sernftal); 3. Assilinengrünsand auf Leistmergel (Calanda).

Analoge Erscheinungen finden wir aber auch zwischen und über den helvetischen Decken am Alpenrand. Im Flyschgebiet NW der Fähnern hat Mayer-Eymar schon 1879 Londinien vermutet und 1890 seine „Faune miraculeuse d'Appenzell" beschrieben, die sich seither als Senon erwiesen hat. Eine viel reichhaltigere Ausbeute hat neuerdings L. Rollier am Aulenbach SE Weißbad erzielt, wo senone Mergel mehrfach repetiert zwischen dem normalen Assilinengrünsand des Klammeneggzuges (vergl. S. 363 u. Fig. 103) und den Nummulitenkalken des Lutétien von Brülisau eingeschaltet liegen. Er betrachtet diese Lagerung freilich als normal (Verhandl. S. N. G. 1917). Dem N-Rand des Säntis entlang sieht man noch Wildflysch N des Wildkirchli; weiter W aber ist er verdeckt oder von der Säntis-D. überschürft, bis er wieder in der Mattstockgruppe als Füllmasse auftritt. Er füllt auch die Wildhausermulde, wo zahlreiche Nummulitenkalkriffe mit Senonmergeln repetiert auftreten. Freilich läßt sich hier wohl nicht aller Wildflysch von der Säntis-D. abtrennen.

Einen klaren Einblick bietet das Gebiet W der Linth. Die Wageten ist auf eingewickelten Wildflysch überschoben, während ihr Rücken zunächst die normale Eogenserie trägt, die wieder von Austernbänken des Obersenon und Wildflysch überschoben wird. Der letztere greift dann in die Mulde zwischen Säntis- und Räderten-D. hinein (Fig. 140).

Die berühmt reichen Nummulitenkalkriffe von Einsiedeln bis Eutal werden nach den neueren Untersuchungen von Rollier, Jeannet und Arn. Heim jeweilen von Senonmergeln (Leistmergel) unterlagert und sind mit diesen in wenigstens vier Schuppen dachziegelartig übereinandergehäuft. Bei Alptal fand Jeannet die Leistmergel direkt diskordant auf Molasse-Nagelfluh überschoben. Über den Nummu-

litenkalken und S von Groß- und Klein-Aubrig folgt das breite, im großen muldenförmige Wildflyschgebiet von Hinter-Wäggital bis Alptal, dem die Mythen aufgesetzt sind (Taf. XVIII Prof. 3 und Taf. XIX Prof. 4). Bei Schwyz-Rickenbach, auf der S-Seite des Groß-Aubrig und im Surbrunnentobel bei Iberg sind darin auch kleine und größere Massen von Gips eingelagert, der wohl dem Triasgips der „Préalpes internes" von Bex entspricht.

Da sich die Fazies der Einsiedlerschuppen S an diejenige der Drusberg-D. anschließt und zu keiner der nördlicheren Zonen paßt, muß die Einsiedler Flyschzone ebenso als eingewickelt betrachtet werden wie die Wildflyschgruppe der Glarneralpen. Sie ist ein riesiger tektonischer Schutthaufe (vergl. S. 355).

## Zur Oberflächengestaltung des Gebietes zwischen Linth und Reuß.

Zwischen den mehr oder weniger zergliederten Längskämmen sind zwei streichende Sattelzonen eingeschnitten:

1. Die Eocänzone Linthtal—Urnerboden—Klausenpaß—Schächental als Trennung des autochthon-parautochthonen Gebirges vom eigentlichen Deckengebirge, das auf der N-Seite der genannten Linie mit Erosionsrand einsetzt.

2. Eine Eocänzone Pragelpaß—Muottatal—Katzenzagelpaß—Riemenstaldental als Grenze der Axendecke gegen die nördlich ebenfalls mit Erosionsrand einsetzende Säntis—Drusbergdecke.

Das Gebirge zwischen diesen beiden Eocänzonen besteht in seinem nördlichen Teil vorwiegend aus Kreide (Glärnisch, Silbern, Wasserberg, Axenkette, in seinem 6—8 km breiten südlichen aus Jura (Glärnisch-Südseite, Faulen, Karrenalp, Ortstock, Märenberge, Glatten, Schächentaler Windgälle). Dieses Juragebirge ist westlich des Kinzigpasses abgetragen infolge zu großer Höhenlage und der Annäherung an das Reußtal. In seinem mittleren Teil ist es vom Bisital (dem oberen Teil des Muottatales) bis auf den Lias quer durchschnitten. Östlich davon, in mittleren Höhen von 1800 bis 2200 m befindet sich das ausgedehnteste Karrengebiet der Schweizeralpen. Im nördlichen Teil (Silbern) sind es vorwiegend Seewer- und Schrattenkalk, die von Karren durchfurcht sind, im südlichen Teil der Quintnerkalk.

Die Karren- oder Schrattenbildung tritt überall auf, wo möglichst reiner, kompakter, homogener, fester Kalkstein (oder auch Dolomit) ungestört ausschließlich der reinen Auflösung durch atmosphärische Wasser ausgesetzt ist. In tiefen Regionen wirken Vegetation und Humusbildung hindernd; an zu steilen Gehängen schafft die Frostabspaltung rascher neue Bruchflächen; Gesteine, die dem Froste leicht zugänglich sind, kommen nicht zur Karrenbildung, sondern zerbröckeln. Am frischesten zeigt sich die Karrenbildung an wenig steilen bis horizontalen Felsflächen in unsern Kalkalpen bei 1600—2600 m Meerhöhe, wo der Schnee lange liegen bleibt, so daß das kohlensäurehaltige Schmelzwasser während vielen Monaten des Jahres über den Kalkstein herunterrieselt. In der Richtung, in der das Wasser über die Oberfläche abfließt, werden die Karrenfurchen ausgelaugt, dazwischen bleiben die Rippen. Die Gliederung ist rauh und scharf. Die kleinsten Unhomogenitäten des Gesteines werden als Rauhigkeiten an der Oberfläche herauspräpariert (z. B. im Vordergrund unseres Bildes vom Mattstock sichtbar die Schalen von Requienia ammonea); Gesteinsfugen werden durch Auflösung erweitert zu Schnitten, Gräben, Schloten aller Dimensionen. Im allgemeinen steigert sich die Gliederung der Karrenfelder fortwährend, indem der lösende Tropfen die Gräte rasch verläßt, die Vertiefungen aufsucht und dort weiter löst. Nach den in Kalkblöcke von Bergstürzen bekannten Alters eingegrabenen Karrenfurchen kann man

schätzen, daß in unseren Kalkalpen die Karrenfurchen zu 1 cm Austiefung 10—1000 Jahre Zeit bedürfen. Unsere Bilder (Taf. XXII) zeigen, daß verschiedene Kalksteine auch verschiedene Formen bilden. Die Schrattenkalkkarren sind im helvetischen Deckengebirge im allgemeinen die schärfsten, diejenigen des Seewerkalkes weisen weniger rauhe Formen auf. Karrenflächen sind im ganzen helvetischen Deckengebirge weit verbreitet und kommen in kleineren Feldern in jeder Kalksteinkette in guter Ausbildung vor (Arn. Heim und Paul Arbenz, Karrenbildungen in den Schweizeralpen in Stille, Geologische Charakterbilder Heft 10 1912).

Der Glattensee liegt zwischen den Karrenflächen in einer Mulde der undurchlässigen Zementsteinschichten. Am Schafpferchboden und auf der Karrenalp versiegen die über Zementsteinschichten geflossenen Bäche in Karrenschloten des Quintnerkalkes. Im Rohbützli hat ein Querbruch die Auslaugung einer großen Doline bis auf den Dogger ermöglicht. Im Bisital erscheinen unter dem Steilabsturz der Malmwände in großer Zahl die von den Karrenflächen verschluckten Schmelzwasser als Quellbäche. Auch in seinem unteren Teil ist das Muottatal reich an tektonisch bedingten großartigen Quellen, und dafür von Wildbächen fast ungefährdet. Weite Höhlengänge fehlen dem Gebirge nicht („Höll" im Muottatal).

In den Zonen der Säntis-Drusberg-D. (vergl. Fig. 143) herrschen wiederum zwischen den Quertälern die streichenden Gewölbekämme und Muldentäler noch vor. Dies ist durch die aufgerichtete Stellung der Teilfaltenund die bescheidenere Denudation bedingt. Die Kreidegewölbe sind aus dem Flysch herausgeschält, die Flyschmulden ausgetieft. An der S-Grenze dieser Zone, d. i. am N-Rand der tauchenden Axendeckenstirn verläuft sodann mit Eocän die Längs-Tal- und Sattelzone, mit welcher der Faziessprung in der Kreide zwischen N- und S-Seite zusammenfällt. Im Innern der Axendecke wird wegen dem Liegen oder Tauchen ihrer Teilfalten die Orientierung der Gebirgskämme viel unregelmäßiger und auch in den kleineren Nebentälern schiefe oder quere Richtung häufiger. Solche Quertälchen bilden oft prachtvolle Zirkusschlüsse (Klein- und Groß-Isental, End der Welt bei Engelberg). Die Kette Wasserberg-Axen ist der einzige große streichende Gebirgskamm innerhalb der Axendecke. Er bildet aber einen großen Gegensatz zu den meisten Kämmen der Säntis-Drusberg-D. (Rigihohfluh-Pilatus-Sigriswilergrat) dadurch, daß er nicht wie diese in SE-fallenden Schichten mit der Stirnkante kulminiert, sondern seine Stirn ist überwälzt und steckt eingetaucht im Boden, während der wurzelseitige Abwitterungsrand als Kamm mit NW fallenden Schichten, von der Wurzel abgetrennt, in die Luft ragt. Der Kamm der Axenkette ist durch von der N-Seite heraufgreifende Nischen in scharfe Zähne gegliedert. Indessen treffen wir das Rätschtal in der nordöstlichen Verlängerung des S-Randes der Axenkette, doch als ein sehr prägnantes, 6 km langes Erosionslängstälchen in hoher Stufe, welches ganz innerhalb der Axendecke in den senkrecht gestellten Portland- und Berriasmergeln am N-Rand des Faulengewölbes ausgespült ist. In einem merkwürdigen Formengegensatz stellt sich vor die östliche Verlängerung des Rätschtales als Wasserscheide gegen das Linthtal ein scharfer Quergrat, der Faulen oder Reiselt. Er ist eine wilde ruinenhafte Mauer in Form, Größe und Höhe ganz ähnlich aus dem Faulengewölbe der Axendecke herausmodelliert, wie an der Ostseite des Linthtales der Mürtschenstock aus der Mürtschendecke.

Der Unterschied in Bau und Form der Längstäler in der Zone der Axen-D. einerseits und derjenigen der Säntis-Drusberg-D. anderseits verschwindet gegen W im Engelbergertal, indem dort auch die oberen helvetischen Teildecken liegend werden.

Zwischen den tektonischen Wellen im Längsprofil (Axengefälle) und der Anlage der Quertäler läßt sich keine einfache Abhängigkeit erkennen. Das Linthtal schneidet bei Glarus quer durch axial stark SW sinkende Decken. Das Reußtal quert sogar die Drusbergdecke gerade auf ihrer Kulmination (vergl. Arbenz, Gebirgsbau d. Zentralschweiz, Verh. S. N. G. 1912). In seiner nördlichen Fortsetzung hingegen umgeht der alte Tallauf nach rechts ausweichend die sinkende Rigihochfluhkette. Nur das Bisital entspricht in seiner Anlage einer queren Axendepression. Statt aber sich von Muottatal aus weiter NW fortzusetzen, folgt in der Depressionszone das weite Flyschgebiet von Einsiedeln mit seinen aufgesetzten Klippen von Iberg und Mythen, während die Muotta sich nach W wendet und schief die Kreidefalten durchschneidet, um bei Schwyz das alte Stammtal zu erreichen. Auch die kleineren Quertäler lassen keine Gesetzmäßigkeit zur Tektonik erkennen. Das Sihltal quert die nach SW abfallenden Gewölbe (Drusbergdecke, Aubrig), das Wäggital durchschneidet in einer an ihrem Ausgang durch einen Bergsturz gestauten Kluse die Großaubrigfalte nahe ihrer höchsten Stelle, während sich andererseits der Trebsenbach zu seinem Austritt aus den Alpen die Flyschlücke zwischen Köpfenstock und Aubrigfalte, der Kratzerlibach die Zerreißungsstelle zwischen Groß- und und Klein-Aubrig gewählt hat.

Auch das hier besprochene Gebiet zeigt, was hier allgemein gesagt, und später nicht mehr wiederholt werden soll, daß die Täler die Tektonik des Gebirges nicht unterbrechen, nicht ändern. Bei den Quertälern ist am deutlichsten die Tektonik der einen Talseite immer als die Fortsetzung von der andern her festzustellen. Der Talhohlraum ist also ein Ausschnitt aus dem vorher fertig aufgestauten Gebirgskörper. Wo Brüche ein Quertal begleiten, wie es in den äußersten Brandungsketten vorkommt (Vierwaldstättersee zwischen den Nasen, Quertäler der kleinen und der großen Emme), so war eher die Entspannung durch die beginnende Talbildung die Ursache der Brüche, als umgekehrt.

## Zentrale Schweizeralpen.

### Rigihochfluh—Bürgenstock (Taf. XIX, 4—7 und Fig. 143).

A. Buxtorf, Geol. Karte d. Rigihochfluhkette mit Profiltafel 1:25000, 1913 und Erläuterungsheft, „Beiträge" 1916 und Geol. Karte des Bürgenstockes mit Profiltafel 1:25000 und Erläuterungsheft, „Beiträge" 1910.

Durch die oben genannten Arbeiten von A. Buxtorf ist die Alpenrandkette Rigihochfluh—Pilatus mit großer Genauigkeit in allen Einzelheiten dargestellt. Die klassischen Aufnahmen von F. J. Kaufmann sind dadurch fortgesetzt und überholt.

Die Rigihochfluhkette besteht aus zwei SE fallenden Kreide-Eocän-Serien, welche als Teil-D. einander dachziegelartig überlagern: 1. unten, dem subalpinen Flysch aufliegend und mit Oehrlischichten beginnend die Pilatus-D. (so nach A. Buxtorf; vielleicht Niederhorn-D.?); 2. oben, dem Eocän der unteren Serie konkordant überschoben, mit Valangienmergel beginnend, die Bürgenstock-D. (Taf. XIX

Prof. 5). Die Kreide entspricht in beiden Serien dem mittleren helvetischen Faziestypus, hat aber in der unteren einen nördlicheren Charakter: geringere Mächtigkeiten und transgressives Eocän (Bürgenschichten, Hohgantschiefer und Stadschiefer) auf Schrattenkalk (Typus Axen), während die obere Serie noch Gault mit Brisischichten und mächtigem Seewerkalk enthält. Als eingewickelten Muldenteil fand Buxtorf auch noch etwas Wildflysch zwischen beiden Schub-D. eingeklemmt (Zihlistock).

Der Gipfel der Rigihochfluh 1702 m besteht aus Schrattenkalk der Pilatus-D. Nach W und E aber zieht sich diese an den N-Abhang des Grates zurück, und keilt gegen Gersau fast völlig aus, während sie nach E von Gehängeschutt verdeckt wird. Die Bürgenstock-D. bildet den Urmiberg (Taf. XIX Prof. 4 und Fig. 98) mit seinem durch bedeutende Querbrüche bedingten Gratkerben. Einen förmlichen Quergraben bilden die Brüche Renggloch-Zinggelenfluh. Außerdem kommen noch zahlreiche Längsbrüche vor. Eine Folge streckender Längsbrüche ist das Fehlen von Gault und Drusbergschichten am NE-Ende bei Seewen.

Die westliche Fortsetzung der Rigihochfluhkette bildet der um 2 km nach NW verschobene Vitznauerstock 1456 m. Die Ursache der Querverstellung ist der Nagelfluhsporn des Rigi bei Gersau, an dem die angepreßte Randkette zerschellte (Bd. I S. 187). Wieder lassen sich die genannten Teil-D. unterscheiden. Hier zeigt sich, daß beide miteinander von Längs- und Querbrüchen verstellt sind, diese also wie im Säntis erst nach der Überschiebung entstanden sind. Die jedem Vierwaldstättebesucher bekannte „Obere Nase" wird von Schrattenkalk Gault und noch einer Spur Seewerkalk gebildet, der durch einen weiteren Querbruch um 1 km nach NW dem Neocom des Vitznauerstockes vorgeschoben liegt.

Die Fortsetzung der oberen Schichtserie von Rigihochfluh—Vitznauerstock bildet den halbinselförmigen Bürgenstock. Die See-Enge der beiden Nasen ist durch Längszerreißung bedingt, welche sich durch streichende und schiefe „Streckungsbrüche" ausgelöst hat. Ein bedeutender Streckungsbruch symetrisch zu demjenigen der oberen Nase verläuft ob Buochli nach NW durch die untere Nase, eine E-W-Streckung von 400 m auslösend (Buxtorf). Die an der unteren Nase noch einfache Platte von Valangien bis Stadschiefer beginnt nach W ihren Rücken aufzubiegen, so daß der Bürgenstockberg an seinem W-Ende durch eine aufrechte Eocänmulde mit Zickzackfältelung zweigeteilt wird. In deren Verlängerung liegt der Alpnachersee. Der von Längs- und Querbrüchen zerhackte Kreideteil N davon setzt sich nach Erosionsunterbruch bogenförmig fort in den Lopperberg und Pilatus, während das S-Gewölbe über den Rotzberg und Mueterschwandenberg (Drachenfluh) bis nach Sarnen streicht, wo es unter Eocän taucht (Taf. XIX Prof. 6).

### Pilatus (Taf. XIX, 6 und Fig 141 u. 143).

F. J. Kaufmann, „Beiträge", Lfg. 5, mit geol. Karte 1:25000, 1867.
A. Buxtorf, Berichte über die Exkursionen . . ., „Eclogae", 1905.
A. Buxtorf in Geol. Karte des Vierwaldstättersee, mit Profiltafel 1:50000, 1916.

Dank der klassischen Monographie Kaufmanns war der Pilatus vor 50 Jahren der bestbekannte Gebirgsteil der Alpen. Daß er in seiner Gesamtheit auf den subalpinen Flysch überschoben ist, was man schon vom Vierwaldstättersee oder

Bürgenstock aus überzeugend zu sehen glaubt, wagte der allzu vorsichtige Forscher damals nicht auszudrücken. Das älteste Schichtglied bilden die Valangienmergel (vergl. Fig. 94 u. 95).

Beim Aufstieg von Alpnachstad quert man zunächst den normal aufsteigenden Schenkel des Matthorngewölbes aus Eocänschiefern auf Gault und unterer Kreide mit ihrem Valangienkern auf Aemsigenalp und ihrem hackenförmig eintauchenden Stirnkopf aus Schrattenkalk am Matthorn, dann die Eocänmulde der Laubalp. Es folgt das Kreidegewölbe des Tomlishorn 2132 m mit seinem reduzierten Verkehrtschenkel am Abstieg zum Klimsenhorn und schließlich die normale Schichtfolge des Klimsenhorn, die sich bis an den Thunersee fortsetzt und mit Valangien auf Eocän des subalpinen Flysch überschoben liegt (Taf. XIX Prof. 6) — stets den flacheren Schichtrücken alpeneinwärts, den steilen Abbruch mit den Schichtköpfen nach außen wendend (Fig. 141).

Infolge des Axenfallens nach W tauchen Matthorn- und Tomlishorngewölbe 5 km SW der Pilatusbahn unter den Flyschmantel, während umgekehrt aus der zwischenliegenden Eocänmulde nach NE in überraschender Weise zwei Sekundärgewölbe aufsteigen: das kleinere Eselgewölbe und das verdrehte, fast senkrecht nach N aufsteigende breite Steigligewölbe. So kommt es, daß die reich gegliederte NE-Front des Berges $4^1/_2$ in die Luft hinausstechende Gewölbe aufweist.

Nach E läuft der Pilatus aus im Lopperberg, der den S-Schenkel des Matthorngewölbes fortsetzt. Die Kontinuität ist aber unterbrochen durch den gewaltigen Querbruch des Renggpasses, längs welchem der Westflügel (Pilatus) gegen die Molasse abgedreht und um 1,5 km weiter vorgestoßen wurde.

Im ganzen ist der Pilatus, der „Mons fractus" der Römerzeit, tektonisch und landschaftlich eine Art Säntis im kleinen mit dem gleichen hellen Schrattenkalk der Gipfelwände, dem gleichen Überliegen seiner Falten und Steilabbruch nach dem Molassevorland und mit ähnlicher Schönheit und Schärfe der Formen.

## Randkette Schrattenfluh—Sigriswylergrat (Taf. XX, 7 u. 8).

Geol. Blatt XIII, 1:100000, bearbeitet von F. J. Kaufmann 1884.
F. J. Kaufmann, Emmen- und Schlierengegenden, „Beiträge" 1886.
R. Schider, Geol. der Schrattenfluh, mit geol. Karte 1:25000 und Profiltafel, „Beiträge" 1913.
P. Beck, Geol. der Gebirge nördlich Interlaken, mit geol. Karte 1:50000, „Beiträge" 1911.
F. Mollet, Geol. v. Schymberg—Schafmatt, mit geol. Karte 1:25000, „Beiträge" (im Druck).

Nach dem Untertauchen des Pilatusgewölbes setzt sich die überschobene Serie vom Klimsenhorn bis zum Thunersee fort, die alpine Randkette bildend. Dreimal ist diese von Quertälern durchschnitten (Große Entlen, Kleine Emme und Große Emme) und die dazwischenliegenden Kettenglieder Klimsenhorn—Wängigrat, Schimberg—Schafmatt—Schwändelifluh, Schrattenfluh, Hohgant—Sigriswylergrat sind, wie Arn. Heim 1906 vermutete, durch Längszerreißung des Gebirgsbogens bedingt. Den größten Unterbruch hat die Kleine Emme (= Waldemme) bei Flühli zum Austritt aus den Alpen benützt. Die Zerreißung ist nach Schider durch den E-W verlaufenden unebenen „Kragen"-Bruch erfolgt, dessen S-Flügel um $1^1/_2$ km weiter nach W vorgeschoben wurde. Erinnernd an Gersau hat die Trennung

hinter dem Molassesporn von Flühli stattgefunden, und ist noch verstärkt worden durch keilförmiges Nachdrängen des Schlierensandsteins vom Bleikenkopf.

Soweit bis jetzt bekannt, bildet vom Pilatus bis zum Hohgant stets der Valangienkalk ohne verkehrten Schenkel die Basis der Überschiebung auf der subalpinen Flyschzone. Am schönsten ist der Kontakt an der Großen Emme bei Kemmeribodenbad aufgeschlossen. In dieser Gegend ist nach Schider der Valangienkalk meist gefältelt, oft sogar völlig losgetrennt vom hangenden Kieselkalk, der vermöge seiner Schieferbasis von dieser Reibungsfältelung nicht mehr beunruhigt wurde (Taf. XX Prof. 7). Oft stecken sogar isolierte Linsen und Fetzen von Valangienkalk im subalpinen Flysch eingeknetet (S Thoregg, Steinwäng, Schibehüsi). Die gesamte Schichtplatte samt dem auf unterem Schrattenkalk transgredierenden Eocän (vergl. S. 333) ist aber mannigfaltig zerbrochen. Ein System von 8 widersinnigen Querbrüchen zerhackt den Schrattenkalk der Schwändifluh S Schafmatt. Bedeutender aber sind die Längsbrüche. Die größten derselben erzeugen ein staffelartiges Niederbrechen der Überschiebungsplatte alpeneinwärts (Ax und Küblisbühl an der Großen Emme).

Gegen den Thunersee krümmt sich nahe ihrer Stirn die Überschiebungsplatte (Niederhorn-D.) zu einem Gewölbe auf, dessen Kern aus mächtigen weichen Valangienmergeln zu einem Tal auserodiert ist: dem Juststal. Damit teilt sich der bisher einheitliche Gebirgskamm in zwei Teile: den synklinalen Sigriswylergrat mit dem Rothorn 2053 aus obereocänem Lithothamnienkalk] als höchstem Gipfel, und dem Niederhorngrat mit Gemmenalphorn 2064, Niederhorn 1965 und Beatenberg aus Hohgantsandstein (Taf. XX Prof. 8 und Stratigr. S. 339). Auch in diesem Gebiet N des Thunersees treten neben zahlreichen Querbrüchen bedeutende Längsbrüche auf. Ein solcher verläuft nach Beck auf der S-Seite des Juststales und setzt sich vermutlich über den Sichelpaß bis Sulzligraben auf 10 km Länge fort, mit 200—300 m gesunkenem SE-Flügel. Den gleichen Sinn hat die „Sundlauenen-Hohgantverwerfung" mit einer Länge von 15 km. Ihr zufolge ist die Kreide bei Sundlauenen abgeschnitten; Schrattenkalk stößt diskordant an Eocän (Stadschiefer).

An der Waldegg beim Küblisbad am Thunersee taucht aber nochmals ein von Brüchen völlig zerhacktes Kreidegewölbchen auf, das entsprechend seiner südöstlicheren Lage einen stratigraphischen Zuwachs aufweist: Brisischichten, Gault, Seewerkalk und Complanataschichten (vergl. S. 388). Man möchte es mit dem Bürgenstock—Mueterschwandenberg in Parallele setzen (Taf. XX Prof. 8).

In der streichenden Fortsetzung von Sigriswylergrat und Beatenberg stößt man am S-Ufer des Thunersees auf Trias der Stockhorngruppe. Man dachte sich daher, daß die Kreiderandketten unter diese hinabtauchen, was mit deren in die Augen springenden Axensinken übereinstimmt. Wie aber Buxtorf (Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1907) bemerkt und Beck durch seine Detailaufnahme bestätigt hat, schickt sich die Niederhorn-D. schon auf der N-Seite des Sees zum seitlichen Auskeilen und Abreißen an, denn am Seeufer im Dorf Merligen steht Taveyannazsandstein (verschleppte Diablerets-D.) an, wo bei normalem Untertauchen die Kreide der Sigriswylerkette vorerst noch viele hundert Meter tief hinabreichen müßte.

## Urirotstockgruppe (Axendecke) (Taf. XIX, 5).

Mit Spannung erwartet man den Text von P. Arbenz zu seiner neuen Urirotstockkarte (1 : 50 000, 1917), sowie von A. Buxtorf die Erläuterungen zur Vierwaldstätterseekarte, welche bereits den N-Teil der Urirotstockgruppe enthält. Nur kurze Mitteilungen sind bisher zu diesen Neuaufnahmen erschienen (Arbenz, Gebirgsbau der Zentralschweiz, Verhandl. S. N. G., Altdorf 1912, S. 13; Buxtorf, „Eclogae" Vol. XII No. 2 p. 184, 1913). Unsere Taf. XIX Prof. 5 enthält das neueste Profil von Arbenz.

Der Urirotstock ist die westliche Fortsetzung der Axen-D. Wie am Axen, bleiben die Juraschichten geschlossen in der Höhe zurück, während das Eogen den Sockel des Gebirgstockes aufbaut. Lias und Dogger bilden liegende nach N gerichtete Stirngewölbe. War am Klausenpaß von der verkehrten Schichtfolge nur noch der Lochseitenkalk übrig geblieben, so sind davon bei Engelberg auch noch äußerst gequetschte verkehrte Kreide und Nummulitenschichten erhalten. Dadurch erweist sich auch hier die Axen-D. als eine mächtige liegende gefaltete Falte. Urirotstock 2932 und Engelberger Rotstock 2822 bestehen aus normalliegendem, rostig verwittertem Dogger, der als oberer Faltenlappen dem Malm des tieferen Schlieren-Rimistocklappens mit dessen von Zürich aus sichtbarer Stirnbiegung überschoben liegt. Der Blackenstock 2952 m besteht aus einer Liaskernfalte des tieferen Lappens. Infolge des Axengefälles nach W gewinnt der obere Lappen geradlinig nach W streichend eine größere Ausdehnung in den Wallenstöcken, wo auch noch dessen oberer Malm mit Unterkreide erhalten geblieben sind, während der tiefere sich im Streichen gegen SW unter den Hahnen abbiegt. Die beiden Teil-D. Rotstock und Rimistock entsprechen wohl der Teilung der Kreide am Axenmättli. In der Tat setzen sich jene beiden Tauchlappen nach W auf beiden Seiten des Isentales fort, und das trennende Axenmättli-Eocän läßt sich bis zum Sattel zwischen Horn und Kulm verfolgen. Daß diese Kreide-Eocänlappen zum Jura der Urirotstockgruppe gehören, zeigen das Verbindungsstück von Öhrlikalk am Grat des Faulen 2058 (Taf. XIX Prof. 5) und die verkehrten Kreidegewölbe von Kaiserstock und Bärenstock als Fortsetzung des südlichen Axenlappens, welche die Malmstirn des Rimistockes umhüllen.

Einer tektonisch tieferen Einheit hingegen gehört der Malmklotz des Gitschen an, der von den Urirotstock-Rimistockfalten überfahren wird. Schon seine korallogene Ausbildung stimmt nicht mit dem Malm der Axen-D. In gleicher tektonischer Lage, wieder eine Schürflinse bildend, tritt er auf der SE-Seite der Urirotstockgruppe am Weißberg 2630 unter dem Doggerkern der Rimistockfalte zum Vorschein und läßt sich zu einer dünnen Platte ausgequetscht bis unter den verkehrten Nummulitenkalk im Tal bei Engelberg (Holzkapelle, Eien) verfolgen. Gitschen-Weißbergmalm (Gitschen-D., Buxtorf) gehören zweifellos zu einer tieferen Decke als die Axen-D.; ob wir darin aber ein Äquivalent der Griesstock-, Glarner- oder Mürtschen-D. zu erblicken haben, ist noch nicht entschieden. Eine besonders merkwürdige Erscheinung bilden die von Buxtorf verfolgten zahlreichen, im verkehrt muldenförmigen Flysch zwischen Gitschen und Scharti (Axen-D.) eingekneteten Schürflinge von Schratten- und Nummulitenkalk (Wangberg).

Mit der Gitschen-D. ruht die ganze Urirotstockgruppe auf einer wechselnden Lage von Wildflysch mit „begleitenden sandfreien Tonschiefern" (wohl Leistmergel)

und Nummulitenkalken des Lutétien (Giebelstöcke) und diese eingewickelte Serie überlagert ihrerseits diskordant das mächtige autochthone Eogen.

### Bauen-Brisengruppe (Drusbergdecke).

Geol. Karte des Vierwaldstättersees mit Profiltafel, 1 : 50000, 1915.

Mit Ausnahme der Arbeit von Pannekoek über Seelisberg („Beiträge" 1905), welche mancher Berichtigung bedarf, fehlt noch eine neuere Beschreibung der Bauen-Brisengruppe in Worten. Die Karte des Vierwaldstättersees mit Profilen ist aber so sorgfältig durchgearbeitet, daß sich die tektonischen Grundzüge klar herauslesen lassen.

Wie aus Prof. 5 Taf. XIX ersichtlich und Alb. Heim in „Beiträge" 1891 klargelegt hat, setzen die Falten der Drusberg-D. ungestört auf der W-Seite des Urnersees fort: Dem Gewölbe von Morschach entspricht dasjenige von Seelisberg, dem darüberliegenden des Frohnalpstock dasjenige des Nieder-Bauenstockes 1926 und das Gewölbchen am Hauserstock entwickelt sich zum Gewölbeknie des Ober-Bauenstockes 2121, von dem hier nur noch der verkehrte Schenkel erhalten geblieben ist. Wie bei Sisikon sind die bathyalen Valangienmergel auch W des Sees (Furkelen) auf das Eocän der Axenstirn überschoben und wie bei Muottatal kommt auch in der Brisengruppe als Kern der Drusberg-D. Malmkalk zum Vorschein. Er bildet am Schoneggpaß (Schrindi, Maisander und Spitzistein) von obenherab kommende fingerförmige Tauchlappen (Tobler und Niethammer). Wie am Deyenstock hat sich auch im Brisengebiet die Stirn der Axen-D. in den weichen Valangienkern der Drusberg-D. eingedrückt (Firnhütte E Grafenort), und wie dort findet man die Überschiebung von Kreidefetzen ursprünglich nördlicherer Deckenteile begleitet.

Auch das topographische Bild beider Seeseiten ist entsprechend: Die Valangienmergel der Deckenbasis sind zu einem Talzug mit Sätteln (Schoneggpaß) herausmodelliert, entsprechend Riemenstalden — Katzenzagel, und der wilde Grat des Klingenstockes setzt sich fort im Ober-Bauenstock (Schrattenkalk) über den Schwalmis 2250 (Wangschichten, entsprechend Forstberg) und Brisen 2420, (Kieselkalk, entsprechend Schwarzstock am Pragel). Während dieser innere Gebirgsteil vorwiegend bruchlose Faltung und Fältelung aufweist, sind die Gewölbeschenkel von Niederbauen und Seelisberg von zahlreichen Brüchen zerhackt. Die Querbrüche verlaufen vorwiegend schief, nach NNE statt NNW.

Symetrisch zum axialen Aufsteigen der Gewölbe vom Muottatal zum Urnersee senken sie sich wieder westlich desselben. Das Seelisbergergewölbe, zuerst von Brüchen widersinnig gestaffelt, versinkt bei Schönegg mit Gault und bei Beckenried mit Leistmergel und Nummulitenschichten. Das Niederbauengewölbe bricht nach der Vierwaldstättersee-Karte im Kohltal S Emmetten durch Bruch und Flexur plötzlich zur Tiefe und unter Wildflysch. Diesem sind die Klippen von Klewenalp, Musenalp und Buochserhorn aufgesetzt. Das Oberbauengewölbe hingegen setzt, sich langsam senkend bis zur Engelberger-Aa fort, am Schwalmis mit dem normalen Schenkel einsetzend, und wieder auf Plüschgenalp ob Wolfenschießen herausstechend, wo darunter die liegende Oberbauenmulde mit Leistmergelkern schön sichtbar ist. An dem durch seine Fossilfundstelle berühmten Luiterezug E Dallenwil im Engelbergeraatal kommt die liegende Stirnbiegung des Oberbauengewölbes wieder zum Vorschein. Das Axengefälle ist zuerst stärker, dann ganz sanft, und beträgt für die

Oberbauenmulde etwa 500 m auf 12 km, für die Bauengewölbe etwa das doppelte, weil diese nach W zugleich plattgedrückt werden.

## Gebirgsgruppe zwischen Engelberg und Meiringen (Taf. XIX, 6).

P. Arbenz, Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen, „Eclogae" Vol. IX 1907, und Exkursionsbericht in „Eclogae" Vol. XII 1913.

P. Arbenz, Geol. Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen, 1:50000, „Beiträge" 1911.

P. Arbenz, Geol. Stereogramm des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen, 1:25000, 1913.

Nach W sinken die liegenden Jurafalten der Urirotstockgruppe und werden in deren rückliegenden Teilen verquetscht, so daß am Jochpaß, der die klarsten Aufschlüsse bietet, von der Axen-D. nach detaillierter Beschreibung von P. Arbenz 1913 sonderbarerweise nur noch eine verkehrte Schichtfolge von Lias bis Malm von etwa 50 m übrig geblieben ist, die schon am Engstlensee ganz auskeilt. Nur der Stirnteil der Axen-D. tritt noch im Gebirgskörper hervor, im Scheideggstock 2081 und Salistock mit drei übereinander liegenden Doggerkernen (Taf. XIX Prof. 6). Das gesamte übrige Gebirge N vom autochthonen Eogenzug bis Brünig und Meiringen gehört der oberen helvetischen Decke an, den Kern der Drusberg-D. bildend, der eine große Zahl komplizierter liegender bis tauchender Falten von Dogger und Malm bildet. Sie sind zum Teil von Engelberg aus am westlichen Gebirge sehr schön sichtbar im Querschnitt entblößt. Stets sind die Stirnumbiegungen der Gewölbe nach NW gewendet. Daß diese Falten in der Tat tektonisch zur Kreide der Drusberg-D. gehören, zeigt nicht nur der Zusammenhang mit dem Kreidegebirge S Sachselen, welches die direkte westliche Fortsetzung der Falten von Seelisberg und Bauen ist, sondern auch der südliche Faziestypus: sehr mächtiger Dogger, der nach den höheren Faltenlappen noch im Zunehmen begriffen ist und die weiten Alpenflächen im Hintergrund der Melchtäler bildet (vergl. S. 284/85), wohl entwickelte Oxford- und Argovienschiefer, dagegen der Malmkalk in Abnahme begriffen. Diese obere helvetische Decke setzt am Jochpaß mit Lias und Trias ein und ist vom liegenden Axenlias nur noch durch einen Doggerkeil getrennt. Die am Glärnisch so gewaltige Axen-D. ist also gleichsam nur noch als eine dünne untere Abzweigung mit der großen höheren Schubmasse verschweißt.

Schon einmal haben wir den Jurakern der Säntis-Drusberg-D. kennen gelernt, und zwar in der Alviergruppe in Form liegender, aber immerhin noch aufsteigender Falten, die von der Kreide disharmonisch überlagert werden. Von dort bis zum Engelberger Tal ist nur die Kreidestirn erhalten geblieben. Aber auf der W-Seite desselben setzen infolge des allgemeinen Axenfallens von 10—20° die Jurakernfalten wieder ein, auch hier disharmonisch zur hangenden Kreide, aber vorwiegend liegend bis tauchend, weil vom Aarmassiv herunter kommend. Nach Arbenz kann man in der Reihenfolge der Abwicklung etwa folgende größere Falten unterscheiden: 1. Graustock-Alpelen, 2. Basis des Hanghorn, 3. Hutstock-Nünalphorn mit dem schönen aufrechten Gewölbe der Forstegg, 4. Erzegg-Hochstollen. Während die unteren dieser Falten schmal gequetscht und sekundär verzweigt sind, zeichnet sich die Hochstollenfalte durch ihren gewaltigen auf 6 km Breite deckenförmig ausgebreiteten Doggerkern aus. Ihre Dogger-Stirnumbiegung ist am Hochstollen 2484 m prachtvoll zu sehen, während Glockhaus 2538 m und Rothorn 2220 m aus dem Aalénienkalk gebildet werden.

Nachdem der Lias am Schützibodeu W des Engstlensees ausgekeilt ist, folgt dieser Dogger direkt auf dem autochthonen Eogen, alle tieferen Faltenlappen überdeckend. Bei Meiringen an der Aare ist das autochthone Eogen auf kurzer Strecke weggeschürft, so daß der untere Dogger unmittelbar dem autochthonen Malm aufzuliegen kommt. Daß es sich um einen Fernschub handelt, beweist schon die außerordentliche Faziesdifferenz zum autochthonen Dogger (vergl. S. 285).

Den besten Einblick in den N-Teil der Gebirgsgruppe bietet der von Arbenz beschriebene Weg dem Melchtal entlang aufwärts. Zunächst SE Sarnen quert die Melchaa in enger Schlucht ein Gewölbe aus Eocän mit mächtigem Leistmergel und Seewerkern (Vierwaldstätterseekarte), das nach Buxtorf der wieder auftauchenden Stirn der Drusberg-D. (Morschach — Seelisberg) entspricht. Darüber legen sich zahlreiche Senon-Eocänschuppen mit prachtvoll entwickeltem Assilinengrünsand, dann typischer Wildflysch. Auf diesem Wildflysch folgt, mit Senon beginnend, die verkehrte, dann normale Kreide des Niederbauenlappens der Drusberg-D. mit Valangienkern, ein geschupptes schief aufgerichtetes Gewölbe bildend. Zu seinem normalen Schenkel gehören die Sachselerberge, die sich infolge der Vermergelung des Schrattenkalkes (vergl. S. 306) durch ihre sanft geformten, geologisch unübersichtlichen Weiden auszeichnen.

Unmittelbar E des Dorfes Melchtal hat der Dieselbach ein tektonisches Fenster eines höheren Lappens der Axen-D. (oder Säntis-D.?) aus Malm und Unterkreide mit Valangienglaukonit ausgeschnitten, der demjenigen des Pilatus gleicht. S von Melchtal folgt das übereinandergehäufte Jurafaltensystem, das sich nach dem Brünigpaß fortsetzt.

### Faulhorngruppe (Taf. XX, 8).

H. Seeber, Geol. der Faulhorngruppe, Westl. Teil, Diss. Bern 1911.

Die obengenannte Arbeit ist die einzige von neuerem Datum. Für den östl. Teil (Schwarzhorn 2930) steht eine Dissertation von Günzler in Aussicht. Bl. XIII, 1:100000 von Mösch und sein umfangreicher Text mit Farbtafeln in „Beiträge" Lfg. 24 1894 sind für die neuere Tektonik nicht ohne weiteres verwendbar.

Trotz der noch mangelhaften Bearbeitung sind die tektonischen Charakterzüge der Faulhorngruppe (zwischen Aare- und Lauterbrunnental) klargelegt: Das Jurafaltensystem setzt sich von Brünig und Meiringen auf die SW-Seite der Aare fort, stets wieder mit den Gewölbestirnbiegungen nach NW gewendet. Die Falten sind aber teilweise weniger liegend, dachziegelartig hintereinander gehäuft und die Axen wieder im Ansteigen begriffen (Taf. XX, 8). Die Verfaltung und Verfältelung weist hier wie in der gleichen Zone weiter W oft erstaunliche Bilder der Verstauung auf. Wir geben in Fig. 142 nur ein Beispiel.

Durch die Mulde Bättenalp—Sägistal mit ihrem Valangienkern lassen sich in der Falten- und Fältchenschar zwei Teile unterscheiden. Der schmalere nordwestliche bildet die größtenteils aus Malm aufgebauten Gehänge auf der SW-Seite des Brienzersees und den Grat des Laucherhorns 2235 bis Schinigeplatte mit seinem mehrlappigen Doggergewölbe. Als ältestes Schichtglied, von der Wurzel völlig losgerissen, kommt bei Rüti (Bönigen) am Brienzersee Lias zum Vorschein, mit reduziertem Dogger in seinem Hangenden (Axendecke XX, 8).

Das im Grundriß 8 km breite Gebiet SE der Sägistalmulde besteht fast ausschließlich aus Dogger von außerordentlicher Mächtigkeit (500—1000 m), der sich in zwei liegenden Hauptfalten mit Verzweigungen mehrmals repetiert. Das untere Doggergewölbe bildet den Nordabhang des durch seine Aussicht berühmten Männlichen, die Winteregg, Faulhorn 2684, Simmelwang und Schwarzhorn 2930. Darauf folgt die trennende Männlichenmulde aus mittlerem Dogger mit Oxfordkern, die S des Lütschentales den Gipfel des Männlichen, N desselben die Sattellücke auf der S-Seite des Faulhorns mit Bachsee, Hagelsee und Hexensee bildet. Am Männlichengrat folgt über dem Oxford mit sehr reduzierten oder fehlenden Verkehrtschenkeln der untere Dogger in zwei liegenden Schuppen. Auf der tieferen steht das Hotel Männlichen, während die höhere den Gipfel des Tschuggen 2523 bildet. Die Fortsetzung auf der N-Seite des Lütschentales bilden die Doggerhügel N Grindelwald bis zum Rötihorn 2759.

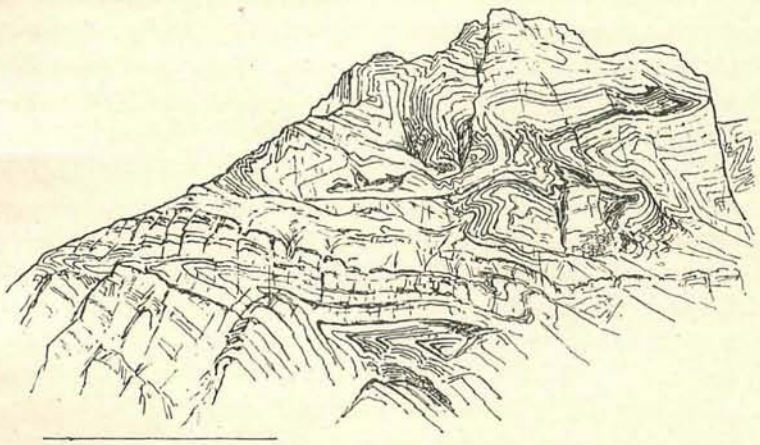


Fig. 142. Fältelung des Malm an der Westseite des Oltschikopfes (S über dem Brienzersee). nach Photographie von Leo Wehrli.

Daß die ganze Faulhorngruppe dem autochthonen Aarmassivmantel überschoben liegt, haben zuerst Bertrand und Golliez in ihrer denkwürdigen Arbeit „Les chaînes septentrionales des alpes bernoises" (B. S. G. F. 1897) erkannt und die damals kühne Ansicht ihrer südlichen Herkunft über das Aarmassiv herunter aufgestellt, die heute von allen schweizerischen Geologen anerkannt wird. Wie im Haslital (Reichenbachfälle) ist die Überschiebung auf beiden Seiten des Lauterbrunnentales auf 4 km Breite direkt zu beobachten: Der Dogger liegt mit Rutschfläche, oft von Breccien begleitet, auf Eocän (Priabonien), so am Weg von Lauterbrunnen nach Wengen, auf Nummulitensandstein (Alpiglen), oder wo das Eocän weggeschürft ist, direkt auf autochthonem Valangien (Oehrlikalk) oder Malm. In der Katzentiefe, am Fallbodenhubel und im Wergistalbach werden die obereocänen Kalke und Schiefer von Opalinusschiefern überlagert. Bei der Station Eigergletscher hingegen legen sich umgekehrt autochthoner Malm und Oehrlikalk des Eigerfußes mit 25° SE-Fallen über den Faulhorndogger hinweg, diesen samt der Überschiebung einwickelnd (vergl. Taf. VII Prof. 11—14, Taf. XX Prof. 8 und Text S. 170/71).

### Brienzergrat (Drusberg-D.) (Taf. XX, 7 u. 8).

F. J. Kaufmann, Bl. XIII, 1 : 100000 und „Beiträge" Lfg. 24 mit Atlas, 1886.
Spezialkarte 1 : 50000 von Michel in Manuskript vorliegend.

Während vom Engelbergertal bis zum Brünig die Kreidestirn der Drusberg-D., wenn auch disharmonisch doch unzertrennlich, mit den liegenden Jurafalten zusammenhängt, werden W davon die beiden tektonisch zusammengehörenden Teile im N der Brienzergrat und im S die Faulhorngruppe durch den Brienzersee getrennt, Der Brienzergrat besteht ganz aus Kreide von südlichem Faziestypus: braungelbe Berrias-Valangienmergel, Diphyoideskalk (Valangien), mächtiger Kieselkalk, Drusbergschichten; der Schrattenkalk im Gebiet des Rothorns fehlend infolge transgredierender Wangschichten. Die letzteren setzen am Sarnersee ein, nehmen W des Lungernsees große Flächen ein und erheben sich nach SW, dem axialen Wiederaufsteigen der Kernfalte in der Faulhorngruppe entsprechend, zum Gummen-Quergrat (Taf. XX, 7). Von hier an bildet das Stirngewölbe einen scharfen Längsgrat aus NW fallenden Schichten, indem der über dem Brienzersee verschwundene Deckenrücken quer abgebrochen hoch in die Luft hinaus weist (Taf. XX, 8). Die höchsten Gipfel Rothorn (Hôtel) 2351 und Tannhorn 2223 werden von Neocom (Drusberg-Altmannschichten) gebildet, während sonst die ganze Gratkante vom Rothorn bis zur Rotfluh bei Habkern auf 15 km Länge aus Wangschichten besteht. Verschiedene schon von Kaufmann beobachtete Wiederholungen von Valangien im Kieselkalk des SE-Abhanges deuten auf eine mehrteilige Stirn, und dies ist am Augstmatthorn (Suggiturm) nach Kaufmann und Beck („Beiträge" 1911) auch in äußeren Gewölbeteilen der Fall, wenngleich die „Augstmatthorn-D." nach Lugeon (B. S. Vaud. 5. VII 1916) auf einer Verwechslung von Senonmergel mit Flysch beruht. Hier zeigt sich wieder, wie wechselvoll die Schichten vor den Transgressionen entfernt wurden. Auf den unteren Schrattenkalk folgen nach Lugeon unmittelbar Seewerkalk (12 m) Amdenerschichten (45 m) und Wangschichten (100 m), während am Harder nach Beck noch oberer Schrattenkalk mit Orbitolinen vorhanden ist, diesem aber direkt die eocänen Hohgantschiefer transgressiv aufliegen.

Wo der Hardergrat gegen Interlaken quer durchtalt ist, kann die vollständige Stirnumbiegung des unteren Gewölbeteiles beobachtet werden. Die verkehrte, erst steiler, dann flacher nach SE fallende Schichtfolge von Schrattenkalk und Drusbergschichten ist von zahlreichen Längsbrüchen treppenartig zerstückelt, derart, daß der Hals des Gewölbes relativ eingeengt wird (Arbenz, Mitt. N. G., Bern 1917). Auf den mächtigen verkehrten Kieselkalk legt sich der Valangienkalk, dessen 4 Rippen im Moränenhang von Goldiwil wiederum die Bruchstaffeln verrät, der sich aber am See bei Ringgenberg fast völlig verflacht (Taf. XX Prof. 8).

### Zur Flyschtektonik in den zentralen Schweizeralpen.

#### Autochthone Zone.

Vom Glarnerland setzt sich nicht nur der autochthone Flysch mit Stadschiefer, Taveyannazsandstein und Dachschiefer über das Schächental und den Surenenpaß bis Engelberg fort, sondern auch der darüberliegende typische Wildflysch mit Quarziten und Nummulitenkalken des Lutétien. Er ist freilich nur noch 100—200 m

mächtig und keilt bei Engelberg tektonisch aus. Die „vorwiegend sandfreien Tonschiefer (Globigerinenschiefer)", die Arbenz z. B. an den isolierten Wildflyschkappen der Giebelstöcke und Laucheren NE des Surenenpasses kartiert hat, sind vermutlich senone Leistmergel. Mit voller Klarheit geht aus seinen Karten hervor, daß der Wildflysch, entgegen Boussac, in keinem Zusammenhang mit der darübergeschobenen Urirotstock-Axen-D. steht.

Die autochthone Eogenzone von Engelberg entspricht nach Arbenz nicht einer ungestörten Schichtfolge, indem der Taveyannazsandstein des Jochstockes dem gefälteten Eocän von Titlis—Gadmenflühe mit einer ebenen Rutschfläche aufliegt (Taf. XIX, 6). Dies entspricht der im Prinzip bekannten Abschuppung vom Massivmantel. Über dem Taveyannazgestein folgt dann am Jochpaß Sandkalk und Quarzit mit Nestern von Nummulitenkalk mit N. complanata (Lutétien) darüber die verkehrte Schichtfolge der Axen-D.

W vom Jochpaß bleibt nur noch das autochthone Eocän (Barthonien) übrig, das sich, mit wenigen Unterbrechungen durch Abschürfung, ins Berneroberland verfolgen läßt und den Dogger der Drusberg-D. trägt.

### Muldenzone Schlieren—Habkern.

Zwischen der Kreiderandkette Pilatus—Schrattenfluh und dem Sarnersee dehnt sich ein ovales, 10 km breites und 20 km langes waldig-sumpfiges Flyschbergland mit gefährlichen Wildbächen (Große Schlieren, Forstbach, Lauibach) aus, das gegen SW durch das Quertal der Kleinen Emme begrenzt wird. Es entspricht einem mehrere Kilometer tiefen Becken zwischen Drusberg-D. und Randkette, dessen Füllmasse seit Kaufmann als Schlierenflysch, Schlierensandstein bezeichnet wird. Nach Buxtorf (Tektonische Stellung der Schlieren- und Nierenflyschmasse, Verh. N. G., Basel 1918) findet man von N nach S allgemein folgendes Profil (Taf. XX, 7):

1. Normales Eocän der Randkette, bestehend aus Bürgenschichten, Hohgantschichten und Stadschiefer.

2. Wildflysch von wechselnder Mächtigkeit, mit exotischen Blöcken, größeren Schubfetzen von Leimernschichten (Turon) (und wohl auch Leistmergel, d. Verf.), die mit dunklen Wildflyschschiefern eng verknüpft sind. Im untersten ist der Wildflysch besonders stark gefältelt und enthält auch Schürflinge der Säntis-Drusberg-D.: Assilinengrünsand, Complanatakalk, Hohgantschiefer, Wangschichten (Große Entlen).

3. 100—300 m Schlierenmergel mit Fucoiden und quarzitischen Sandsteinlagen, übergehend in

4. 600—800 m Schlierensandstein mit N. variolaria, in 3—4 bogenförmigen Schuppen samt Wildflysch repetiert.

Nach Buxtorf gehören nun 2—4 einer in sich selbst im ganzen normalen, auf 1 überschobenen Eocänserie an. Sie entspricht der Wildflysch-D. der Glaneralpen.

SW der Kleinen Emme steigt die Eocänmulde in die Höhe und verengt sich, indem der Schlierensandstein in die Luft hinaussticht, während sich der Wildflysch als überschobene Muldenfüllung nach Habkern fortsetzt (Taf. XX, 8). In diesem klassischen Gebiet liegt nach Boussac und Beck der Wildflysch diskordant dem helvetischen Eocän überschoben (Rutschfläche am Traubach), und enthält außer den berühmten exotischen Blöcken (S. 357—358) größere Komplexe von Leimernschichten (Turon) und Neocom-Fleckenkalk mit Aptychen (Leimern, Stirne,

Lombach). Daß diese „Habkern-D." zu den „Préalpes internes" gehört, entgegen Beck („Beiträge" 1911), der sie mit der Klippendecke verwechselt, hat M. Lugeon (Eclogae 1917) klargelegt.

Subalpine Flyschzone.

Der NW-Teil der ausgedehnten Flyschregion zwischen Einsiedeln und Iberg ist vom Lowerzer- bis Thunersee zu der schmalen subalpinen Flyschzone reduziert, die noch zwischen der äußersten Kreidekette und der Molasse sich erstreckt. Diese ist aber entgegen den früheren Auffassungen (Burckhardt) nicht einfach als „verkehrter Schenkel der nördlichen Kreidekette" aufzufassen, sondern bildet eine förmliche „tektonische Moräne" aus Schürflingen ganz verschiedener Faziesgebiete, die vor der helvetischen Schubmasse hergestoßen wurden:

1. Aufgeschürfte Molasse-Nagelfluh in großem Maßstab, z. B. bei Gersau (Buxtorf).

2. N der Rigihochfluh bei Schwendi hat Buxtorf ein Konglomerat (Oligocän) gefunden, das er vom autochthonen Oligocänkonglomerat des Gruonbaches bei Flüelen herleitet.

3. Schürflinge von Taveyannazsandstein mit begleitenden pflanzenführenden Sandsteinen und Schiefern, schon von Rütimeyer und Kaufmann beschrieben: Merligen, Bodmi, Hubelhörnli, Schörizegg (vergl. Beck l. c.) und Kemmeribodenbad an der Emme (Schider). Da nach Trösch, Adrian und Lugeon im Kandergebiet der Taveyannazsandstein ausschließlich in der Diablerets-D. vorkommt, müssen auch die subalpinen Taveyannazvorkommnisse als Schürflinge der Diablerets-D. aufgefaßt werden, welche von der Säntis-Wildhorn-D. vor sich her geschoben worden sind.

4. Eocän von der Fazies der Randkette selbst, z. B. Hohgantschichten und Stadschiefer der Thoregg (Schider); Linsen von oberem Schrattenkalk und Gault im Flysch des Gätterligrates N Rigihochfluh wohl von einem oberen Lappen der Axen-D. losgerissen (Buxtorf).

5. Schürflinge von Leistmergel, Wangschichten, Nummulitenkalken und Grünsanden des Lutétien und „Flyschsandstein", z. T. in normaler Schichtfolge (Groß-Imberg). Die Wangschichten weisen unzweideutig auf Herkunft aus dem Faziesgebiet der Drusberg-D. und S davon. Hierzu gehören wohl auch die zahlreichen Schuppen von Leistmergel und Nummulitenkalken von Lowerz als westliche Fortsetzung derjenigen von Einsiedeln.

6. Wildflysch und Leimernschichten, letztere schon durch Kaufmann bekannt von Ralligen am Thunersee, und vom Matzenbach NE Flühli, zu den Préalpes internes gehörig.

7. Préalpes médianes? Der Gipsfelsen von Rotbühl ob Merligen könnte wohl noch den Préalpes internes angehören, vielleicht aber nicht die nach Fazies und Fauna mit den Préalpes médianes übereinstimmenden „Riffe" von Lias von Bodmi und Zettenalp mit bunten Tonen und Rauhwacke die Kaufmann in „Beiträge" 1886 S. 268—288 eingehend beschrieben hat. Sie sind nach Beck begleitet von Wildflysch mit Blöcken von Habkerngranit, Couches rouges und Sandstein. Auf Schöriz-

egg liegt eine ganze Sammlung exotischer Gesteine im Flysch mit Lias, Tithon und grünlicher Oberkreide direkt auf Molassenagelfluh.

Die obige Anordnung entspricht der ursprünglichen Faziesordnung von N nach S. Der subalpine Flysch enthält somit Gesteine nördlicherer (Nr. 1—4) und solche südlicherer Herkunft (Nr. 5—7) als die Randkette. Am Thunersee und auf Zettenalp liegt der Taveyannazsandstein (3) auf den Exotica (6—7), an der Emme anscheinend unter 5, bei Thoregg 4 unter 5, bei Lowerz-Gersau von unten 1 und 6, darüber 5, dann 4 und 2. Es scheint also, daß im allgemeinen die Reihenfolge 1—5 der helvetischen Fazies- und Deckenordnung entspricht, während 6—7 darunter eingewickelt sind. Die Untersuchungen von Buxtorf und Mollet im Pilatusgebiet werden weitere Aufklärung bringen.

## Zur Oberflächengestaltung von der Reuß bis zur Kander.

### Tal und Berg.

Auch im mittleren Teil des helvetischen Deckengebirges führen die Quertäler das gesammelte Wasser nach N ab; die Längstäler sind untergeordnet. Überblicken wir das helvetische Deckengebirge vom Rhein im E bis an die Rhone im W, so erhalten wir, kleine Täler weglassend, folgende Reihe von Quertälern (t):

1. Taminat., 2. Weißtannent., 3. Lintht., 4. Wäggit., 5. Sihlt., 6. Bisi-Muottat., 7. Reußt., 8. Engelbergeraat., 9. Sarneraat., 10. Kleines Emment., 11. Großes Emment., 12. Aare (Oberhasli)-t, 13. Lütschent., 14. Lauterbrunnent., 15. Kient., 16. Kander (Gastern)-t, 17. Engstligent., 18. Simment., 19. Saanental, 20. Rhonet.

Diese Quertäler lassen sich in drei Typen ordnen:

a) 4 Täler durchschneiden nicht nur das Deckenland, sondern auch noch das hinterliegende Aar-M. Dies sind Nr. 1, 7, 20 und annähernd auch 12. Der Oberlauf von 1 (der ehemalige Hinterrhein) ist seinem Tale weggeschnitten worden, nur ein Nebenfluß (Tamina) gibt ihm Wasser.

b) 5 Quertäler durchschneiden das Deckenland ganz und greifen mit dem Erosionszirkus des Talschlusses eben noch ins Zentral-M. hinein (Nr. 3, 8, 13, 14, 16).

c) 11 Quertäler endigen auch mit ihrem Talhintergrund schon im Deckengebirge: Nr. 2, 4, 5, 6, 9 (letzteres am Brünig mit Torso-Ende, wie bei 1), 10, 11, 15, 17, 18, 19.

Wahrscheinlich war Nr. 9 der Unterlauf von Nr. 12, das später durch das jüngere Brienzerseetal in zwei zerschnitten wurde, so daß am Brünig die obere Stufe des Sarneraatales amputiert und in der Austiefung totgelegt wurde. Die oberste Talstufe im Malmkalk am Brünig zeigt uns zugleich, wie unregelmäßig ein Talgrund in rissigem, löslichem Kalkstein wird, wenn ihm der konsequent arbeitende Fluß weggenommen ist. Es bilden sich die sonderbarsten Unebenheiten, Gegengefälle, Versickerungstrichter, Dolinen darin aus. Jeder kleine Felssturz vom Rande bleibt ohne Hinterfüllung und ohne Wegspülung liegen.

Rhein und Rhone mitgezählt, vereinigen sich diese 20 Quertäler zu 10 Austrittsstellen aus den Alpen in das Molasseland hinaus. Die Vermutung liegt nahe, daß die obige Reihenfolge a, b, c zugleich die Zeitfolge der ersten Anlage der Wasserläufe war. Die Täler der Gruppe a sind aus Wasserläufen entstanden, welche schon vor der heutigen Tektonik angelegt waren. Die Täler b mögen konsequent während der ersten Aufstauung der autochthonen Massive und der Deckenbildung begonnen haben; etwas später folgten die Täler c. Beide, b und c, sind vor-

herrschend durch Rückwärtserosion ausgebildet, also nicht wie a Vorläufer, sondern Folgeerscheinung der großen tektonisch-orographischen Gestaltung (Alb. Heim).

Manche dieser Quertäler zeigen eine scharfe Stufung. Talböden von zirka 1000 m Höhe sind besonders ausgeprägt (Engelberg, Brünigpaß, Guttannen, Grindelwald, Lenk). Entsprechende Talstufen in kleineren Seitentälern liegen etwas höher. In Engelberg und Kandersteg sind die Talstufen durch Bergstürze erhöht worden.

Im Sarneraatal ist die Stufung besonders prägnant und ganz in Felsgrund geschnitten, was für die Brünigbahn zum Wechsel von Zahnrad- und Adhäsionsbahn geführt hat. Der Talweg läßt den Querbruch zwischen Pilatus und Lopperberg unbenutzt (Fig. 143), schneidet aber in unvermittelter Wendung den Lopperberg vom Bürgenstock ab. Sehr merkwürdig ist das Felsbecken des Lungernsees, gelegen gleich hinter dem Steilstufenrand, dem Kaiserstuhl, der aus unterer Kreide besteht. Der jetzige See, 657 m hoch, hat ca. 85 ha Fläche und 33 m Maximaltiefe. Früher stand der See 35 m höher und war annähernd dreimal so groß. Die alte Uferterrasse ist fast ringsum noch deutlich sichtbar. Im Jahr 1790 hatte man einen Stollen durch den Fels des Kaiserstuhlriegels begonnen, um durch Absenken Kulturland zu gewinnen. Erst 1836 ist das Werk vollendet worden und hat seinen Zweck reichlich erfüllt. Zurzeit bestehen Projekte für Wasserkraftanlagen, die den See wieder stauen wollen. Außer dem Verlust der Errungenschaften des vorigen Jahrhunderts wäre eine Verwüstung der lieblichen Landschaft durch die alljährlich dem Dorfe zeitweise vorliegende, vom Wasser entblößte Schlammfläche unausweichlich.

Der Lungernsee gehört zu den nach ihrer Entstehung noch unerklärten Felsbecken. Er liegt im Talwege, abgeschlossen durch einen ganz steil aufsteigenden Felsriegel, der keine prägnante Endmoräne trägt; Spuren früher tieferen unterirdischen Ablaufes sind nicht mehr auffindbar.

Das Hauptquertal der Aare bildet bei Innertkirchen einen auffallenden, $2^1/_2$ km langen und $^1/_2$—1 km breiten, vollständig flachen Talkessel, in den von beiden Seiten Längstäler in Steilstufen münden. Die oberen $^2/_3$ des Quertalbodens liegen im Innertkirchnergranit und Gneis. Dann streichen mit NW-Fall die autochthone Trias, der Dogger und der Malm quer durch das Tal. Der flache Boden setzt sich, vom Gesteinswechsel nicht gestört, noch 800 m weit im Malmkalk nach NW fort, bis plötzlich der Malmkalkriegel des Kirchet 126 m hoch steil aufsteigt, um gegen NW allmählich wieder abzufallen. Oben ist der Kirchet von Gletscherrundhöckern angeschliffen und mit erratischen Blöcken überstreut. Er ist vollständig durchschnitten von der engen berühmten Erosionskesselschlucht der Aare. Zwei bis vier weiter W und eine E gelegene ähnliche Schlucht sind durch Moränenfüllung verschlossen (Lugeon Eclogae 1900). Die Furche des einen wird von der Straße benutzt. Der mächtige Riegel mit den Schluchten liegt also außerhalb des kristallinen Gebirges im Kalkstein, ein merkwürdiges Verhältnis, das uns öfter entgegentritt (Sandalp, Gastern-Kandertal, St. Maurice). Der Kirchet trägt nur noch einige Eocänschuppen, dann aber ist er überschoben vom helvetischen Dogger, so daß die sich öffnenden Schluchtwände 1 km E Meiringen auch noch in den Dogger der helvetischen Überschiebung hineinreichen. Für die Entstehung des Kirchet mit seiner lebendigen und seinen verpfropften Aareschluchten können wir freilich noch keine Erklärung geben. Die Hoch- wie die Hohlformen des Gebietes scheinen keine Rücksicht auf die Gesteinsgrenzen zu nehmen; der Kirchet steht in seiner Gesamtform dem Gletscherausschleifen gerade entgegen: steile Stoßseite, sanft geböschte Rückseite. Ist's verspätete, das Tal kreuzende Dislokation, zusammen mit der Standfestigkeit des Malmkalkes?

Die Klus von Kandersteg, durch welche die Kander aus der Stufe des Gasterntals 1350 m auf die Stufe von Kandersteg 1200 m hinabführt, durchbricht das parautochthone Kalkgebirge (S. 172). Auch hier liegt die Talerweiterung oben im Granit, die Verengerung im Kalkgebirge. Aber die Schlucht ist nicht fast fertig ausgesägt wie die Aareschlucht, sondern sie ist heute wieder eine steile Stromschnelle geworden. Hier war einst eine ältere, viel tiefere Schlucht vorhanden. Durch die ganze Klus stürzt die Kander jetzt über die auffüllenden Schuttmassen großblockiger seitlicher Bergstürze, und der unglückselige Wasser- und Geschiebeeinbruch in den Lötschbergtunnel am 24. 7. 1908, der dann zu dessen Verlegung führte, beweist, daß der ganze flache Gasternboden eine Geschiebeaufstauung von 200 bis 300 m darstellt (vergl. Alb. Heim, Vierteljahrsschr. N. G. Zürich 1908).

Tatsächlich fließt das Kanderwasser, nachdem es den Granit oberhalb des Gasternbodens verlassen hat, bis ins Meer nicht wieder auf Felsgrund, mit Ausnahme kurzer epigenetischer Ablenkungen. Der alte tiefere Talweg ist durchweg aufgeschüttet. Das Gasterntal ist hoch hinter den Bergstürzen, die die Klus verriegelt haben, hinterfüllt. Sein Grundwasser speist eine Reihe großer Quellen, die am Fuße der Kalkwände des Fisistockes oder z. T. schon als Überlaufquellen des Grundwassers im unteren Teile des Gasternbodens austreten.

Im Kirchet sind die ersten Schluchten mit Moräne verstopft, und im Kalkfels hat sich eine neue eingegraben, in der der Fluß heute strömt. In der Klus hingegen ist die alte Schlucht mit Bergsturz größtenteils aufgefüllt, und der Fluß hat sich dadurch stauen lassen und den Gasternboden über 200 m hoch aufgefüllt. Jeder Fall hat seine Besonderheiten.

## Randseen.

Nur die beiden, wahrscheinlich schon in ihrer Anlage ältesten, in ihren Schicksalen wechselvollsten und am weitesten ausgebildeten Talwege der zentralen helvetischen Alpen, Reuß- und Aaretal, enthalten große alpine Randseen. Der merkwürdigste und schönste See der Erde, der Vierwaldstättersee, liegt als ein eingesunkenes, überstautes Stück Reußtal im Gebirge. Er begann ursprünglich im Aarmassiv und windet sich durch die helvetischen Decken und die subalpine Molasse hinaus. Sein kürzester Haupttalweg ist etwa 38 km lang; die Seitenarme zugerechnet, erhalten wir 66 km Talseelänge. In überraschender Gliederung und großartigem Wechsel der Landschaftsbilder setzen sich in ihm vier Stücke Quersee mit vier Strecken Längssee zusammen zu einem Gebilde reich an Armen, überraschenden Wendungen, Buchten, Winkeln, Weitungen und Einengungen.

Wir verweisen auf Bd. 1 S. 187, 189 u. Taf. XV, 399 usw., 431, ferner Bd. 2 Taf. XIX Prof. 4, 5 u. 6 und besonders auf Fig. 143, die uns eine längere Beschreibung ersetzt. Eingehenden Aufschluß erteilt die geolog. Vierwaldstätterseekarte 1 : 50 000 (Spezialkarte Nr. 66 der „Beiträge").

Zu der sichtbaren Gliederung, welche der See in Form und Lage seiner Teile und der umschließenden Berge zeigt, tritt noch eine unterseeische Gliederung in Becken hinzu: Urnerseebecken (Quersee) ca. 200 m tief mit flachem Boden bis an die Linie Mythenstein-Brunnen. Mit der Aufschüttung durch das Delta der Muotta beginnt im Längstal ein kürzeres Becken bis auf bloß noch 120 m Tiefe mit Schlamm gefüllt und abgeschlossen durch die unterseeische Endmoräne, die den See zwischen Brunnen und Gersau quert. Unter dem Westabsturz der Moräne folgt das streichende, bis 214 m tiefe Gersauerbecken bis an das Delta der Engelbergeraa. Der Querdurchbruch des Sees durch die nördlichste Kreidekette zwischen den beiden Nasen ist nur 825 m weit. Auf ihrer Nordseite sind die beiden Nasen durch einen 100 m hohen Endmoränenbogen unterseeisch miteinander verbunden. Das Becken zwischen Bürgenstock und Rigi hat 140 m tiefen flachen Boden. Die Tiefe nimmt auf 100 m ab gegen den „Kreuztrichter" (Kreuzung vom Hauptsee mit den Seitenarmen Hergiswil und Küsnacht). Bei Kehrsiten setzt am Bürgenstock eine Moräne im „toten Winkel" zwischen Sarnertalgletscher und Reußtalgletscher an und verlängert

sich unter Wasser bis in die Seemitte hinaus. Der Hergiswil—Horwer-Quersee und der Küsnachterarm sind noch 60—80 m, das Alpnacherbecken nur noch 32 m tief. Im Querarm von Luzern nimmt die Tiefe rasch ab bis etwa 10 m im Becken von Luzern. Die Seegründe sind flach und liefen zeitweise im ausgeglichenen Gefälle durch den Talweg ineinander über, unter gänzlicher Überwindung der unterliegenden und umgebenden Tektonik. Die alpine Einsenkung hat die Tiefenzunahme vom unteren See-Ende bis über seine Mitte hinauf erzeugt. Die übrige heutige Gliederung in Becken im Haupttalweg ist Folge von Teilung durch Moränen und Delta und daraus erfolgter ungleicher Schlammerhöhung der einzelnen Abschnitte.

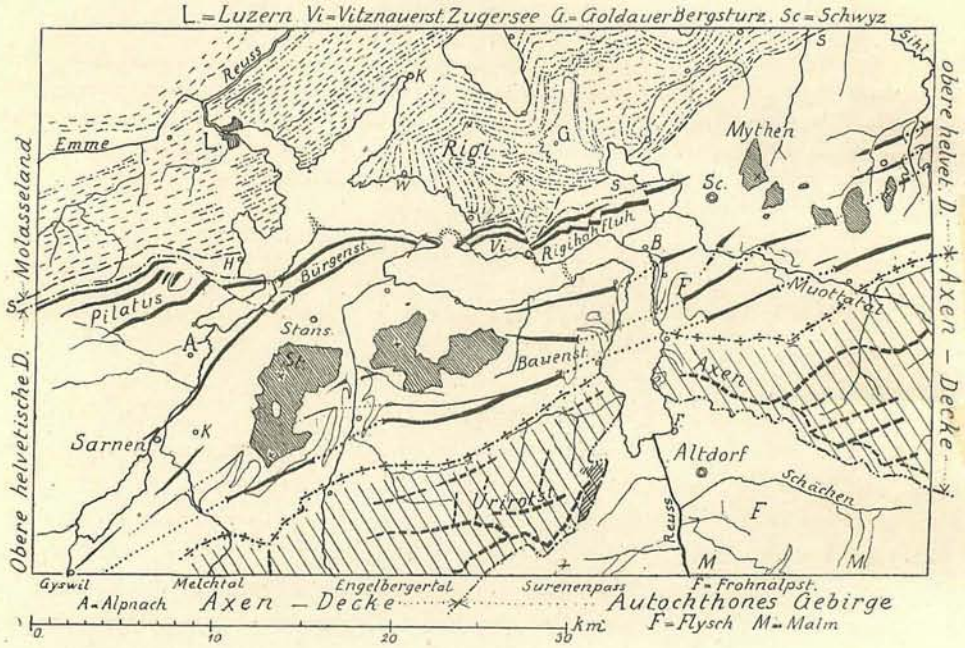



Fig. 143. Gebiet des Vierwaldstättersee.

Moränen unter der Seefläche

ausstreichende Sandsteine und Mergel } subalpine Molasse
ausstreichende Nagelfluh }

Aufschiebungsrand des subalpinen Flysch an der Molasse
S S Zone des vorgeschürften subalpinen Flysch
Stirnseitiger (= N-)Erosionsrand der Überschiebung der helvetischen Decken
Oberhelvetische Decken (Säntis-Drusberg-D.) mit vorwiegend aufgerichteten Teilgewölben
Tektonische Kammlinien der Gewölbe oder Schuppen darin
Untertauchende oder erlöschende Gewölbe
Erosionsunterbrüche der tektonischen Kämme
An Erosionsflächen ausstreichende Falten
Wurzelseitiger (= S-)Erosionsrand der oberen helvetischen Überschiebungsfläche auf der Axendecke (eocäne Längstal- und Sattelzone)
Den helvetischen Deckendepressionen aufliegende Klippen

Axendecke mit vorherrschend liegenden und tauchenden Falten
Orographische Kammlinien in der Axendecke
Begleitende Linsen von untersten helvetischen Decken (Gitschen-D)
Wurzelseitiger (= S-)Erosionsrand der Überschiebung der helvet. Decken, besonders der Axen-D. auf der autochthonen Zone
F M Autochthone Zone inklus. eingewickelter Flysch.

Das Aaretal vom Kirchet bis Brienz ist eine aufgeschüttete Deltafläche in breitem Tal die Berge der Drusbergdecke schief durchquerend. Der sich anschließende Brienzersee ist ein Längssee auf der tief auserodierten Grenzzone hinter der Stirn der Drusbergdecke. Im Deltaboden der Lütschine von Interlaken, und sodann im Thunersee durchbricht das Aaretal zuerst schief, dann vollkommen quer die Säntisdecke und die vorliegende Molasse. Der Brienzersee ist also Längstalsee, der Thunersee ein Quertalsee (vergl. Bd. I S. 187, 399, 431).

### Bergstürze.

Das helvetische Deckengebirge ist reich an kleineren und größeren Bergstürzen. Völlig von solchen umgeben sind die darin aufsitzenden Klippen, und am Fuße ihres Schuttmantels über dem Flysch erscheinen viele große Quellen (Wasserversorgungen von Stans, Beckenried usw.). Von der Reuß bis an die Kander zählen wir im ganzen etwa 150 kleinere und größere Bergstürze, und zahllose ältere solche sind schon wieder weggewischt worden. Vom westlichen Teil des Stanserhornes an dessen S-Seite ist der große Bergsturz des Kernwaldes niedergegangen. Er hat sich im Talboden Kerns-Ennetmoos auf $5^1/_2$ km ausgebreitet und sich in seinem Stromstrich 20—50 m hoch aufgeschüttet, an einer Stelle sogar den Rücken des Mueterschwandenberges noch 1 km weit hinaus in den jetzt hier ausgefüllten Vierwaldstättersee überbordend. Der Bergsturz liegt, sichtbar an seinem oberen Rande, auf Moräne der letzten Vergletscherung (A. Buxtorf).

Der Bergsturz von Engelberg (P. Arbenz, Exkursionsbericht Eclogae 1913 und geologische Karte der Urirotstockgruppe, „Beiträge" Spezialkarte 84) hat anscheinend die ganze Talstufe von Engelberg aufgeschüttet. Er ist lange verkannt worden, weil die großen Schichtfetzen von Lias und Malm darin anstehenden Fels vortäuschen. Die 500—600 m hohe Pfaffenwand aus gefälteltem Lias und der N-Absturz des Laubersgrates bilden S Engelberg den Abrißrand. Diese Gratlinie reichte vorher weiter und viel höher nach N. Der Abriß längs der Pfaffenwand vollzog sich parallel zu der die Schichten quer durchsetzenden NW-SE verlaufenden Klüftung. Die Abrutschung fand innerhalb des verkehrten Malms etwa 30—40 m über der tektonischen Überschiebungsfläche der helvetischen Decken auf den 34—35° NW-fallenden laminierten Schichtfugen statt. Die schiefe Ebene der Laubalp war die Rutschfläche, auf der der Felsschlipf zu Tale ging. Das Sturzmaterial ist vorherrschend Lias, untergeordnet Dogger und Malm. Die ganze große Terrasse der Gerschnialp besteht aus dem Bergsturz. Der ganze Talkessel von Engelberg ist in demselben ausgehöhlt, die Steilstufe von Engelberg bis hinab zur Kraftstation Obermatt 670 m ist Bergsturz. Am gegenüberliegenden Gehänge ist die Sturzmasse hinaufgebrandet bis Bergli 1341 m und Obhag 1600 m, das ist 300—600 m über den Talboden hinauf. Auf der Gerschni- und Arnialp liegen bei 1300 m die Lokal-Endmoränen des „Gschnitzstadiums"; auf dem Bergsturz am N-Gehänge ob Engelberg sind die Sturzmassen mit den Moränen des Haupttales von Engelberg bis an ihren oberen Rand bedeckt. Der Bergsturz ist stark durchtalt. Das ganze flache Tal von Engelberg 1000 m ist innerhalb des Bergsturzgebietes entstanden und wenigstens um 200 m quer durch seinen Strom-

rücken eingetieft. Auch die terrassierten Eintiefungsgehänge sind stellenweise mit Moränen überkleistert. Der Felsgrund unter dem Bergsturz ist nirgends abgedeckt. Auch der Talweg der Engelbergeraa weist vom Stäuber in der Surenenalp (ca. 1600 m) hinaus bis in den Vierwaldstättersee keinen Felsgrund auf. Überall war die Rinne zeitweise viel tiefer und ist jetzt aufgeschüttet — im Bergsturzgebiet von Engelberg wohl mehrere hundert Meter. Der Bergsturz hat sich zwar hochaufgeschüttet, ist aber nicht sehr lang geworden, weil der Ausbruchsnische ein tiefes Tal mit Berghang gegenüberlag. Arbenz schätzt das Volumen auf $2^1/_2$—3 km³. „Sicher ist der Bergsturz älter als Gschnitzstadium", — wie uns scheint — wahrscheinlich älter als die Würmvergletscherung.

Das Dorf St. Beatenberg über dem Thunersee liegt bei 1100—1200 m auf einer mit mächtigen Moränen in der Nische eines älteren Felsschlipfes aufgeschütteten Terrasse. Der Abrißrand, die Spirenfluh, bildet über dem Dorfe eine Zirkuswand im Schrattenkalk von über 1 km Sehnenbreite. Die Felsrutschung fand auf den 10—15° gegen SE geneigten Drusbergschichten statt. Tief unter dem Dorf im Sundgraben liegt die verkittete Bergsturzbreccie über mächtiger älterer Moräne. Der Bergsturz war also interglazial. P. Beck, der ihn zuerst erkannt hat, schätzt sein Areal auf 50 ha, sein Volumen auf 50 000 000 m³. Die Bewegungshöhe gibt er auf 500 m, das Gefälle auf 35—50 % an.

Grindelwald ist ein Bergsturzgebiet ganz anderen Charakters. Die ungeheuren Gneis-überdachten Kalkfelswände am SE-Rande des prachtvollen Talkessels, die dem Ungewohnten so bedrohlich aussehen, haben keinen größeren Felssturz geliefert, dessen Spuren noch deutlich wären. Dagegen sind die Gehänge der N-Seite des Talkessels deshalb so viel flacher, weil sie in steilerer Böschung nicht halten. Nicht in großen Massen rutscht der mergelige, tonig aufgelöste und vorherrschend mit dem Gehänge fallende Doggerschiefer ab, sondern er kriecht langsam und unzusammenhängend nach starker Durchnässung talwärts, vielleicht ein oder wenige Zentimeter oder ausnahmsweise Dezimeter im Jahr mit Stillständen dazwischen. Wege und Grenzen verschieben sich von Jahrzehnt zu Jahrzehnt, ältere Häuser oder unvorsichtig hingestellte neue Gebäude erhalten Risse oder verschieben sich als Ganzes. Bäume stellen sich schief. Oft ist gar keine Grenze zwischen festem und in beweglichen Schutt aufgelöstem Fels zu finden; manche Stellen halten lange — Jahre, Jahrzehnte — fest, andere bewegen sich öfter. Im Gehänge entstehen zu Hunderten Einsenkungsnischen mit Naßvegetation, darunter Ausbauchungen des Bodens. Katastrophen sind keine zu befürchten; die Veränderungen vollziehen sich langsam; man paßt sich an. So kriechen die sich auflösenden Gehänge zum Fluß, der ihren vorrückenden Fuß abspült. Der Vorgang, der seit ungezählten Jahrtausenden den Talkessel von Grindelwald ausgeweitet hat, geht stets langsam weiter. Gründliche umsichtige Entwässerungen könnten die Bewegungen wesentlich hemmen.

Wiederum ein anderes Bild bietet die Terrasse von Wengen. Das Gestein (Dogger) ist ähnlich, aber die Schichtlage ist flach und der Abbruch geht gegen das Quertal. Das Hoteldorf steht am oberen Rande alter Bewegungen, z. T. in einer Reihe von zirkusförmigen Abrißnischen, z. T. auf den gebliebenen Rippen zwischen den einzelnen Bewegungen oder über den Anrissen. Auch hier sind die

Bewegungen, der Verwitterungsart des Gesteines entsprechend, nur zeitweise und langsam. Die Bahn mußte tiefgründige Entwässerungen zur Sicherung vornehmen. Entwässerung auf der über dem Dorfe liegenden Terrasse am Fuße des rückliegenden, wasserspendenden Steilgehänges ist dringlich empfohlen worden. Oft fehlt es an Umsicht in der Wahl der Bauplätze.

Das Kandertal ist ein großartiges altes Bergsturzgebiet.

Merkwürdigerweise hat Bachmann im Jahre 1870 alle Bergsturzwellen im Kandertal für Moränen genommen, und Andere haben sich in dieser Auffassung gefangen gegeben. Brückner hat 1891 zuerst die Bergsturznatur in der Literatur namhaft gemacht. Von 1906 stammt eine kleine Monographie über den „prähistorischen Bergsturz von Kandersteg" von Victor Turnau (Dissertation Bern), der freilich noch genauere Gesteinsbestimmungen fehlen.

Beim Betreten der untersten Trümmermassen bei Ackern im Kandergrund erblicken wir schon als Talhintergrund die scharf gezeichnete, große Ausbruchsnische eines Bergsturzes am Fisistock über Kandersteg. Der oberste Rand des Abrisses hat das Gratprofil von Fisialp über Fisistock 2949 m ans Doldenhorn bis über 3000 m und bis zum Spitzstein 2973 m geformt. Die Unterkante der Abrißfläche liegt auf Biberg bei 1500 m. Die Nische erstreckt sich also über 1500 m Höhenunterschied. Die Abtrennungswand am Fisistock streicht gegen NW; der Boden der Nische ist von Biberg bis an den Sattel zum Doldenhorn im Grundriß 3 km lang und 1 km breit und wird aus den glatten Schichtflächen von Berriasmergeln mit durch Faltung wechselndem Fall gegen NNW gebildet. Der Valangienkalk, Kieselkalk (gebänderter „Tschingelkalk"), Bohnerzton und etwas Nummulitenschichten darüber bilden den auf toniger und durchnäßter Schichtfläche abgerutschten Schichtenkomplex von 300—350 m Dicke. Das Leervolumen der Abrißnische berechne ich auf 650 000 000 $m^3$ (Turnau nimmt 900 000 000 $m^3$ an). Das Abgleiten hat aber nicht, wie Turnau annimmt, parallel dem Abrißrand am Fisistock gegen NW stattgefunden, sondern in der Fallrichtung des Nischenbodens und der Schichten gegen NNW., d. h. fast genau in der freien, offenen Talrichtung des Kandertales. Darum konnte der Trümmerstrom so weit hinausfahren! Er übersprang oder überschoß Kandersteg, brandete an der Taleinengung zwischen Gollitschen und Birre beidseitig hinauf, links, bei „Auf der Höhe" einen ausgeprägten Brandungswall bis 120 m über Kandersteg aufwerfend und sich noch etwas Kandertal einwärts schlagend und dort Moränen aufschürfend (Eggenschwand). Sodann floß der Trümmerstrom über den Bühlstutz hinab durchs Kandertal bis auf eine Gesamtlänge von 9 km über den Unterrand der Nische hinaus, mit 2, später 1 km Breite, nachher auf 5 km Länge noch 500—300 m Breite. Das mittlere Gefälle der Trümmerstromoberfläche von der Brandungswelle bei „Auf der Höhe" bis zum Trümmerstromende bei Ackern in Kandergrund beträgt 7,7 %, in den untern 5 km nur 3,2 %. Die Dicke mag am Bühlstutz und bei Mittholz 30 m betragen, weiter talauswärts nimmt sie ab. Der lange, großblockige Strom bildet ausgebogene Querwellen und zerfällt in seinem untersten Teile in eine Tomalandschaft. Romantischer Waldwuchs durchsetzt das Blockgewirre. Zwischen den Blockwellen liegen, von Quellen gespiesen und ohne sichtbaren Abfluß zwei kleine Seen, Blausee und Riegelsee. Der erstere bietet einen wunderbaren Anblick durch sein unbegreiflich klares und rein blaues Wasser.

Der Bergsturz des Kandertales ist ein einheitliches, prähistorisches Ereignis, jünger als die Vergletscherungen gewesen. Toniges Material, das langsame Bewegungen zuließe, ist kaum vorhanden. Die gewaltigen Blöcke schwimmen im eigenen Zertrümmerungs- und Zerreibungspulver. Der Trümmerstrom muß wie in Elm mit enormer Geschwindigkeit bis zum fast plötzlichen Erstarren geflossen sein. (Über Trümmerströme vergl. Alb. Heim, Über Bergstürze, Neujahrsbl. d. Natf. Ges., Zürich 1882, S. 29.)

Ein kleinerer, ebenfalls vorhistorischer Bergsturz hat sich unter dem Doldenhorngletscher mit Abrißrand bei ca. 2200 m gebildet. Abtrennung und Bewegung fanden ebenfalls auf den mergeligen Schichtflächen der tauchenden parautochthonen unteren Kreide statt (Felsschlipf). Der Sturzhaufe hat am Abhang der Birre 200 m hoch hinaufgeschlagen und das Oeschinental zum Oeschinensee aufgestaut.

Aber auch an historischen Bergstürzen verschiedener Typen ist unsere Region reich.

Im Jahre 1801 löste sich von den steil zum See abfallenden Schichten an den Gehängen des Buggitales (Axenkette S Sisikon) eine über 150 m hohe Platte über den Drusbergmergeln ab. Ihr Sturz in den See erzeugte eine Welle, welche in Sisikon mehrere Häuser und Ställe wegriß und 10 Menschen tötete. Die Abrißfläche ist noch deutlich zu sehen. Sie entspricht dem Tauchen der Axen-D.

Vor ca. 35 Jahren brach ein Felssturz unter Rotifluh ob Schönegg (Beckenried) ab. Seine Last preßte auf der Terrasse unter der Steilwand den altgelagerten Schutt in Bewegung, so daß derselbe als dicker Brei sich durch die Bachrinne und bei Rütenen in den See ergoß.

Ende Dezember 1879 brach am Vitznauerstock nach Klüften quer zur Schichtung eine Rindenschuppe von der steilen, gegen W gekehrten Kieselkalkwand ab und stürzte auf eine sumpfige, auf subalpinem Flysch liegende Schutterrasse, den dort befindlichen Wald eindeckend. Dieser erste Bewegungsakt war ein echter Felssturz. Die große neue Last war dem schlüpfrigen Boden zuviel. Er geriet im unteren Teile in Rutschung, während die Felsblöcke sich mehr und mehr in den fließenden, weichen Boden einquetschten; dieser zweite Bewegungsakt war eine Schuttrutschung. Mit dem Absturz derselben über eine Nagelfluhstufe in die Furche des Vitznauerbaches wurde sie zum Schuttsturz, und im Bach entwickelte sich daraus ein schwerer Muhrgang, der sich in den See hinaus ergoß und dort noch eine unterseeische Deltaabrutschung erzeugte. Man kann hier wohl von „zusammengesetztem" Bergsturz sprechen.

Im Gebiete des Schlierenflysch entwickelten sich Ereignisse, die zu den Mittelformen von Bergsturz und Muhrgang gehören (Th. Hool, Die Abrutschungen im Sörenberggebiete, mit Gutachten von Alb. Heim, Mitt. N. G. Luzern Bd. 7 1910). Seit 1880 beobachtete man Bewegungen am Nünalpstock, im obersten Teil des Gebietes der kleinen Emme. Es hatte sich am obersten Berggrat bei 1870 m ein bogenförmiger, gegen SW geöffneter Abriß von ca. 400 m Sehnenbreite mit Absenkung um etwa 10 m im April 1910 gebildet. Vor dem Abriß entstanden sekundäre Absenkungen in großen Treppenstufen. Am 9. V. 1910 morgens 7 Uhr sah man bei der Obersatzhütte die Tannen wanken und absinken. Ein dunkler Trümmerstrom aus schwarzer lehmiger Erde mit Steinen, ohne sichtbares Wasser, kam von oben herabgekrochen, einige Meter hoch aufgewölbt, an einen schuttbedeckten Gletscher oder einen Lavastrom erinnernd. Abends ca. 9 Uhr erreichte

seine sich ausbreitende Front bei 1135 m die Emme. Die langsame Bewegung, nur bei Zusehen direkt bemerkbar, dauerte noch zwei Tage und zwei Nächte, und setzte sich noch mehrmals nach starkem Regen oder Stauung der Emme wieder fort. Der Materialabgang aus dem Sammelgebiete konnte zu etwas über 1 500000 $m^3$ die Schuttausbreitung im Talgrunde auf ca. 30 ha von im Mittel 3—4 m Dicke geschätzt werden. An den steileren Gehängen, von denen der Schutt abgeflossen war, blieben die Ränder des scharf begrenzten Schuttstromes wie Moränenrippen stehen. Nur etwa $^1/_3$ oder $^1/_4$ des am Berge absinkend Bewegten war wirklich abgeflossen; die größere Masse hatte wieder ein Gleichgewicht gefunden und setzte sich wieder in Form großer Absenkungstreppen fest.

Der Nünalpstock, wie die umgebenden Berge, besteht aus dem Schlierenflysch. Dunkle Mergel und Mergelschiefer mit eingelegten brüchigen Bänken von Sandstein, seltener Kalkstein, und Fallen gegen SE sind innerlich völlig zertrümmert. Diese Zusammensetzung befördert eine tiefgreifende Durchfeuchtung und die Auflösung in einen dickflüssigen Steinbrei. Obschon die Art der Abtrennung des Flyschfelsens einem Felssturz entspricht, hat die Bewegung von Anfang an nicht den Charakter einer Felsbewegung, sondern einer Schuttrutschung angenommen. Der Fels hat sich in loco in Schutt umgewandelt und durch die Bewegung wurde die Masse immer beweglicher.

Im Talgebiete der Emme hinter der Kreide-Randkette erkennt man an den Gehängen und in den Talböden überall die Spuren älterer, längst wieder verwachsener ähnlicher Bewegungen, von denen keine Erinnerung mehr in der Bevölkerung geblieben ist. An den tieferen Teilen der Gehänge sehen wir die konvexen aufgestauten, jetzt verfestigten Ströme und Wülste, in den höheren Teilen die konkaven Ausbruchsnischen mit ihren treppenförmigen Absenkungen; in den mittleren Höhen haben die mehr oder weniger abgeflossenen Ströme nach echter Muhrgangart nur noch ihre Ränder wie Moränenwälle zurückgelassen. Das Wort „Sören" oder „Saren", gleichbedeutend mit Muhren, Rüfenen usw., kommt in vielen Lokalnamen des Gebietes vor. Im Laufe der Jahrhunderte ergießt sich bald da, bald dort ein Trümmerstrom. Eine Bewegung überflutet die andere; dazwischen bleiben Ruhepausen. Das war stets der Vorgang der Talausbildung im Schlierenflyschgebiet.

Mit künstlicher Entwässerung ist in diesem Boden nichts zu erreichen. Die Anrisse beginnen oft auf den Wasserscheiden. Gegen Schnee und Regen läßt sich kein Schirm darüber spannen. Es gibt keine Quellen, die man abfangen könnte. Fels- und Trümmerströme sind nur eben feucht, nicht wasserzügig; es ist nichts da, was entwässert werden könnte.

## Wildbäche.

Das helvetische Deckengebirge der zentralen Schweiz weist in den Gebieten mit leicht durchlässigen Kalksteinen viele Quellen auf, wodurch die Wildbäche in ihrer Ausbildung gehemmt werden. Aber in den schwer durchlässigen Zonen, besonders der vorherrschenden Portland-Valangien-Barrémien-Mergel oder in den Flyschgebieten, wo aller Niederschlag rasch an der Oberfläche abfließen muß, sind berüchtigte Wildbäche vorhanden. Unter denselben seien nur beispielsweise genannt im Flysch: Schlierenbach bei Alpnach mit einem wohl 3 $km^2$ großen Schuttkegel, und Lauibach bei Giswil; aus den Mergeln der unteren Kreide Lammbach und Schwandenbach bei Brienz.

Der Lammbach liefert durch große seitliche Abrutschungen in seinem wilden Sammelgebiete Muhrgänge, welche als mehrere Meter hoher Schuttstrom wie ein Lavastrom ohne sichtbares Wasser über den Schuttkegel kriechen. Wenn der langsam fließende Steinstrom auf ein durch-

lässiges Hindernis stößt, verliert er Wasser und steht still, wogegen er eine dichte Mauer wegdrückt. Gewaltige Verwüstungen haben im Sammelgebiet wie auf dem Schuttkegel (Kienholz) des Lammbaches im 15. Jahrhundert und wieder 1894 und am 31. V. 1896 stattgefunden. Die Bergmasse zwischen Lammbach und Schwandenbach (Aegerti) ist an einer 1 km langen Bogenspalte um 8 m abgesunken. Durch Entwässerung ist es gelungen, die Bergsturz drohende Bewegung vorläufig wieder zum Stillstand zu bringen.

Auch bei diesen Wildbächen hat sich immer gezeigt, daß in den von ihnen erzeugten Veränderungen ein Jahr mit ganz ungewöhnlichen Niederschlagsmengen, wie es nur ganz wenige Male im Jahrhundert vorkommt (Bd. 1 S. 420), viel mehr wirkt, als 10 oder 20 Jahre normaler Art. Weil Schwere und Wasser stets in allen Formen nur Transport von Material von oben nach unten besorgen können, so sind die Veränderungen nicht Schwankungen um ein Gleichgewicht, sondern einseitig fortschreitend nach dem einen Ziele des Gebirgsabtrages gerichtet — vom einzelnen Steinschlag bis zum großen Bergsturz, von der kleinen Rutschung bis zum Kriechen eines ausgedehnten Gehänges, vom kleinen beginnenden Wildbach bis zur Ausbildung eines großen Fluß- und Talsystemes im Gebirge.

Daß die höheren Gräte und Gipfel überall von Schutthalden am Fuße der Steilgehänge umgeben sind, versteht sich von selbst. Eine Kalk-Schutthaldenbildung ungewöhnlicher Größe und Tiefenlage, die „Rieseten" findet sich östlich des E-Endes des Brienzersees am S-Gehänge des Tales. Der Fuß der Schutthalde rückt bei 600 m langsam in den Talboden hinaus; das Abbröckeln des Felsens greift bis 1500 m hinauf. Man wird an die „shingle-slops" der neuseeländischen Alpen erinnert. Im übrigen ist das ganze Gehänge S des Unterhasli und Brienzerseetales ausgezeichnet in großen Verwitterungsstufen getreppt und zeichnet weithin sichtbar das axiale Ansteigen des Faltenkomplexes nach SW.

## Westliche Schweizeralpen.

### Schilthorngruppe.

Geol. Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnental, Kandertal und Thunersee von Gerber, Helgers und Trösch, mit Profiltafel, 1:50000, 1905, und „Erläuterungen" von A. Baltzer, Bern 1907.

Ed. Gerber, Beiträge zur Geologie der östlichen Kientaleralpen, Dissertation Bern 1905.

Ed. Gerber, Die Standfluhgruppe, ein wurzelloses Schollengebirge, mit Karte, „Eclogae" 1910.

Trotz umfangreicher Literatur, von der oben nur einige Arbeiten herausgegriffen wurden, ist es heute noch nicht möglich, ein klares und zuverlässiges Bild dieser Gebirgsgruppe zwischen Lauterbrunnental und Kiental zu entwerfen. Die genannte geolog. Karte ist voller Fehler und Ungenauigkeiten und steht in Neuaufnahme durch H. Stauffer, H. Goldschmid, H. Althaus und Justus Krebs unter Leitung von P. Arbenz und A. Buxtorf.

Weitaus der größte Teil wird von der Drusberg-Wildhorn-D. gebildet. S des Talbodens von Interlaken setzt die Stirn der Drusberg-D. in der Morgenberghornkette fort. P. Arbenz hat mit aller Klarheit gezeigt, daß die vermeintliche Transversalverschiebung von Interlaken um 1,8 km gegen SE nur dadurch entsteht, daß das höhere Stirngewölbe des Harders nach SW in die Luft sticht und der Gebirgsgrat des Morgenberghorns nicht mehr von diesem, sondern von dem zurückgewitterten verkehrten Schenkel gebildet wird. Im Hintergrund des Suldtales taucht unter dem zur Hälfte abgewitterten Morgenberghorngewölbe, von diesem durch eine liegende Mulde getrennt, ein zweites Stirngewölbe auf, das sich mit etwa 10° Axensteigen gegen die Höchstfluh erhebt und vom Kiental quer durchschnitten wird. Wenn wir uns das Augstmatthorn noch in der Luft ergänzt denken, so zeigt sich hier die Drusberg-D-Stirn dreilappig.

Der rückliegende Teil der Drusberg-Wildhorn-D. wird von einem komplizierten Haufwerk liegender, sich rasch im Streichen verändernder Falten mit Kern aus über 1000 m mächtigem Dogger gebildet, analog den Doggerfalten von Engelberg—Meiringen. Die Gipfel von Schilthorn 2974 m, Bietenhorn und Schwarzbirg bestehen aus Eisensandstein des unteren Dogger, als Rest einer liegenden Falte nach Art des Urirotstock (Mitteilung und Profil von H. Stauffer Fig. 144).

Die Überschiebung der Wildhorn-D. läßt sich von Lauterbrunnen über Mürren, den N-Abhang des Sefinentales und die Sefinenfurgge ins Kiental verfolgen. Während bei Lauterbrunnen unterer Dogger direkt dem autochthonen Malm oder Eocän aufliegt, schiebt sich vom Sefinental an eine gefältelte und gequälte Schichtfolge aus Unterkreide, Eocän und Oligocän (Taveyannazsandstein und Dachschiefer) dazwischen, die sich als Diablerets-D. erwiesen hat.

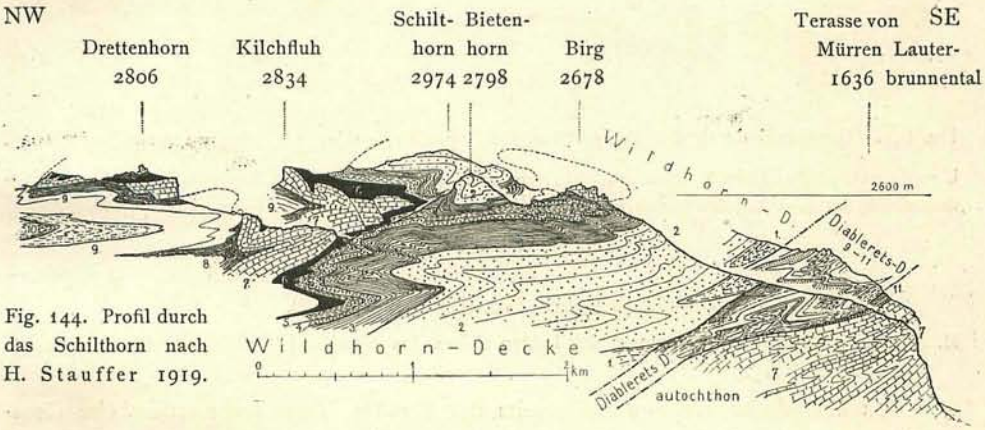



Fig. 144. Profil durch das Schilthorn nach H. Stauffer 1919.

11 = Eocän und Oligocän; 10 = Kieselkalk Hauterivien, 9 = Valangien, 8 = schwarze Berriasschiefer, 7 = Malmkalk, 6 = Argovien, 5 = Oxfordien und Callovien, 4 = Echinodermenbreccie des Bajocien, 3 = Cancellophycusschichten, 2 = Eisensandstein des Aalenien, 1 = Aalenienschiefer

Auf der S-Seite des Thunersees suchen wir vergeblich eine würdige Fortsetzung von Sigriswilergrat und Niederhorn. Nur das zerbrochene Gewölbchen der Waldegg scheint auf der S-Seite des Thunersees fortzusetzen, und zwar in Schrattenkalk mit Mantel von Hohgantsandstein des Buchholzkopfes zwischen Därligen und Leissigen. Ob es unter die mächtige ultrahelvetische Masse von Flysch und Leimernschichten der Gräberegg untertaucht oder nur seitlich abgerissen ist und in der Standfluh fortsetzt, wissen wir noch nicht. Sicher ist, daß im Suldtal wieder Neocom und Schrattenkalk zum Vorschein kommen und sich zu der kleinen Berggruppe der Standfluh erheben. Gerber hat eine detaillierte Beschreibung gegeben, jedoch Schichtung und Klüftung verwechselt. Merkwürdigerweise steht die Schrattenkalkwand der Wetterlatte 2011 m senkrecht und ist von der eigentlichen Standfluh 1981 durch einen N-S streichenden Bruch abgeschnitten. Eine weitere senkrechte nach SW auskeilende Schrattenkalkschuppe lehnt sich SE an die Wetterlatte, gegen Wildflysch und Leimernschichten der „Zone des cols" (Renggalp) abstoßend, so daß man vor dem noch ungelösten Problem steht, wo

diese Schrattenkalkschuppen mit der Wildhorn-Stamm-D. einmal in Verbindung standen (Fig. 145). Daß die Standfluh als Ganzes dem Tertiär aufsitzt, lehren die Aufschlüsse in der Kienschlucht, wo ultrahelvetischer Wildflysch mit Kreide, Lias-Triasfetzen und oligocäner Flysch mit Taveyannazsandstein der tektonisch zertrümmerten Diablerets-D. als Unterlage aufgeschlossen sind.

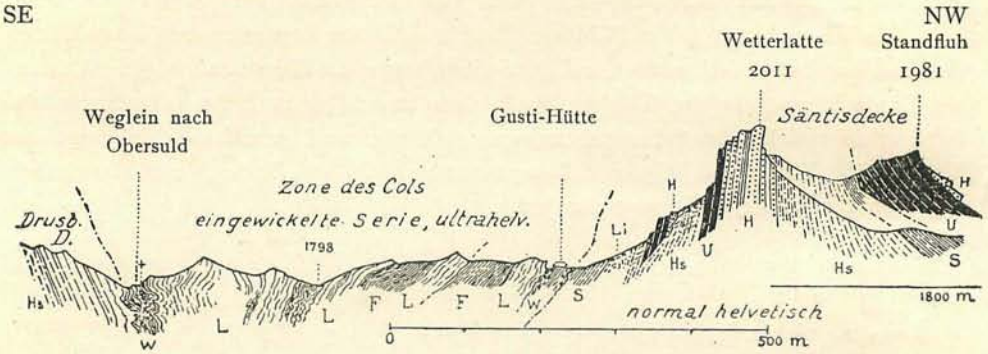



Fig. 145. Querprofil durch den Rengg-Grat und Standfluh, aufgen. und gez. von Arn. Heim 1919.

U = Schrattenkalk: H = Hohgantsandstein; Hs = Hohgantschiefer; S = Stadschiefer mit Li = Lithothamnienkalk; L = Leimernschichten (Seewer); F = Fleckenmergel, Senonmergel; W = Wildflysch, darin + = Block aus Rauhwacke.

## Gebiet der Kander (Taf. XX, 9).

H. Adrian, Geol. Untersuchungen der beiden Seiten des Kandertales, mit geol. Karte 1:50 000, „Eclogae" 1915.

Das helvetische Gebirge beiderseits der Kander bietet außerordentliche Komplikationen, ist jedoch durch die Arbeit von Adrian bis in die Einzelheiten aufgeklärt. Die Untersuchung bot insbesondere folgende Schwierigkeiten: mannigfaltig gegliedertes, aber faziell wechselvolles Eocän mit wechselvoller Transgressionsbasis; Transgression des Taveyannazsandsteins der Diablerets-D. bis auf deren Malm (Ober-Oeschinen, vergl. S. 349); Abweichen der Faltenaxen nach NNE auf der rechten Talseite dem Giesenergrat entlang, komplizierter Falten- und Schuppenbau mit Brüchen, Zerreißungen und Überschiebungen; teilweise Auflösung der Diablerets-D. in eine Trümmermasse, Einhüllung der Wildhorn-D. in Wildflysch und Leimernschichten. Diese ultrahelvetische Deckenmasse wurde von Beck, Gerber und Adrian als „Habkern-D.", unrichtigerweise aber auch häufig als „Klippen-D. mit Couches rouges" bezeichnet. Heute steht außer Zweifel, daß in der „Habkern-D." typische Klippengesteine fehlen, wohl aber könnten einzelne Schürflinge aus Trias und Niesenbreccie auch penninischer Herkunft sein.

Die Basis des Kandergebirges bildet die Balmhorn-D. mit ihren über den Aar-M-Rücken herunterstoßenden Stirnfalten von Blümlisalp und Doldenhorn (Taf. XX, 9). Im Hintergrund des Lauterbrunnentals hat Justus Krebs, Basel, nach persönlicher Mitteilung neuerdings die früher vergeblich gesuchte Trennung zwischen dem autochthonen Malm der Jungfrau und dem parautochthonen Malm von Blümlisalp—Balmhorn gefunden (vergl. S. 173). Sie wird durch eine dünngequetschte, fast

flach liegende Platte von Nummulitenbreccie zwischen Malm gebildet, die am Eocän von Mürren ansetzt, dann sich nach S durch das Sefinental und um die Ostecke des Spitzhorn herum bis unter den Absturz des Tschingelgletschers fortsetzt. Der hier bereits reduzierte autochthone etwas Ozford enthaltende Malm muß unter dem Tschingelfirn ganz auskeilen, denn im Gasterental, wo der Kontakt von Aarmassiv und Sedimentmantel zuerst wieder unter dem Kanderfirn zum Vorschein kommt, ist die autochthone Schichtmasse bis auf etwas Dogger verschwunden. Dagegen liegt dem Gasterngranit mit Rutschfläche und Myloniten der stark reduzierte verkehrte Malmschenkel der parautochthonen Balmhorndecke auf, der sich am Doldenhorn sichtbar um den aus Lias und Dogger bestehenden Kern ihrer tauchenden Stirn herum mit dem normal liegenden Malm der Gipfelzone verbindet.

Die Diablerets-D. bildet den Hauptteil der Birre bei Kandersteg, mit ihren schön sichtbaren treppenförmig absteigenden Falten und Fältchen aus mächtigem Oehrlikalk und Zementsteinschichten mit Quintnerkalk als Kern (Heuberg). Nach E wird die Diablerets-D. im Vergleich zu ihrem dicken Kopf an der Birre stark reduziert, was ihrer passiven Verschleppung entspricht.

Die obere helvetische D. erfährt gegenüber E und W beträchtliche Veränderungen: Das Kandergebiet vermittelt den Übergang von der Säntis-Drusberg-D., wie sie im E genannt wird, zur Wildhorn-D., wie man sie im W bezeichnet. Die Stirnfalte der Drusberg-D. setzt sich in der Bachfluh fort, und diese kommt auf Ober-Bachalp durch den 30° SE fallenden Farnitalbruch direkt auf die Kreideschuppe des Gerihorn zu liegen. Das Gerihorn ist aber die Fortsetzung der Standfluh und damit der Randkette am Thunersee. Die breite „exotische" Habkernmulde, die noch am Rengg-Grat die Standfluh vom Dreispitz (Drusberg-D.) trennt, ist infolge des Axensteigens in die Luft ausgetreten. So sehen wir, wie sich nach der langen Wanderung vom Walensee her endlich wieder die randliche Säntis-D. zu einem Stück mit der Drusberg-D. vereinigt, d. h. zur Wildhorn-D. wird (Fig. 146).

Der innere Teil (Drusberg-D.) ist in auffallender Weise von Längs- und Querbrüchen zerhackt, was beim Schrattenkalk schon aus der Ferne sichtbar ist. Die Gewölbestirn der Bachfluh verwandelt sich gegen SW bald in die zerbrochene Mulde des Aermighorn 2746 m. Hier zeigt sich eine merkwürdige Erscheinung, die auch weiter W (am Lohner) wiederkehrt, nämlich die tektonische Reduktion des nördlichen Muldenschenkels, als wäre er ein verkehrter Schenkel eines von N gestoßenen Gewölbes. Der steil stehende SE-Schenkel hingegen ist vollständig, bildet die Malmwand des Schwarzgrätli und setzt sich im Dogger auf das Dündenhorn 2863 m fort, auf Valangien bis Malm aufsitzend (Taf. XX Prof. 9). Am Gipfel der Birre hingegen kommt der Dogger direkt auf den Taveyannazsandstein der Diablerets-D. zu liegen, diesen nach N abscherend (Adrian).

Der äußere Teil (Säntis-D.) ist schon an der Standfluh (Richtiggraben) nicht eine einheitliche Scholle, sondern besteht aus mehreren Schuppen übereinander. SW des Kientales, am Gerihorn, wo die Bruchzerstückelung aufhört, konnte Adrian bereits vier enge liegende Falten übereinander nachweisen. Sie setzen auf die W-Seite der Kander über, wo sie die Talwände von Kandergrund unter dem Elsighorn bilden und durch teilweise prachtvolle schmalgepreßte Muldenbiegungen miteinander

zusammenhängen. Von der Bachalp an entwickelt sich aber zwischen der Drusbergstirn und dem Gerihorn noch eine vierte liegende Falte, deren Stirn nach W streicht, und die auf der W-Seite der Kander, am Elsighorn weit ausholend, die tieferen Randfalten überdeckt (Fig. 146 u. 147) und bei Achseten NE Adelboden sogar 4—5 km Breite erreicht.

Es wurde früher abgeleitet, daß der subalpine Flysch N des Thunersees als ein tektonisches Mischwerk aus Schürflingen verschiedener Deckengebiete aufgefaßt werden muß. Die gleiche Erscheinung fand Gerber im Kiental, und Adrian, noch viel schöner aufgeschlossen, im Kandergebiet unter der Wildhorn-D. Die schönste Stelle bietet der Weg von Kandersteg nach Alp Gießenen (Bärenpfad) beim Stegenbach. Deutlich sieht man vor der Stirn der Diablerets-D., von dieser abgeschürft, große und kleine Blöcke, Linsen und Fetzen von Taveyannazsandstein, Flysch, eocänem Lithothamnienkalk, Kieselkalk (Tschingelkalk) und Oehrlikalk in Wildflysch eingebettet. Schon diese Tatsachen allein beweisen, daß das Gebirge hier nicht autochthon sein kann (Taf. XX Prof. 9).

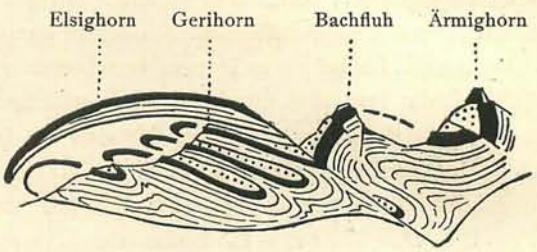



Fig. 146. Faltenschema der Wildhorndecke im Kandergebiet, nach Adrian (wenig verändert).
Eocän = punktiert, Schrattenkalk = schwarz.

Die Tatsache, daß S des Thunersees plötzlich die breite Randkette (Niederhorn-D.) in einzelne Schollen aufgelöst wird, um dann zurückgezogen sich mit der Stirnfalte der Drusberg-D. zu vereinigen und in enggepreßten Falten weiter nach SW fortzusetzen, ist einigermaßen verständlich, wenn man mit Lugeon und Adrian annimmt, daß die Überschiebung der Klippen-D. älter ist als diejenige der Wildhorn-D., daß sich also die letztere an den aufliegenden Préalpes staute, während sie weiter NE infolge der früheren Abdeckung ungestört bis auf die Molasse vordringen konnte.

## Wildhorn-Gruppe.

(Taf. XX, 10 u. XXI, 12 Fig. 146, 147 u. 148).

M. Lugeon, Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander, „Beiträge" n. F Lfg. 30, fasc. 1 1914, fasc. 2 1916, fasc. 3 1919, 28 Tafeln, dazu geol. Karte 1:50000, Spezialkarte Nr. 60 erschienen 1910.

Durch das oben genannte monumentale Werk von Lugeon ist das helvetische Deckengebirge zwischen Kander und Lizerne eines der bestbekannten der Schweiz geworden. Die drei ersten Teile bieten die tektonische Beschreibung der Einzelheiten, während der in Aussicht stehende 4. Teil die Stratigraphie behandeln soll. Um die Bezeichnungen Lugeons mit denen der Ostschweiz in Einklang zu bringen, lese man statt Bajocien: Aalénien (schistes mordorés = Eisensandstein), statt Bathonien: Bajocien (Echinodermenkalk), statt Callovien: Oxford (schwarze Schiefer), statt Valangien vaseux in den tektonisch tieferen Einheiten: Portlandien (Zementsteinschichten). Das „Valangien calcaire" ist vorwiegend Oehrlikalk.

Den weitaus größten Teil der Hochalpen zwischen Kander und Lizerne nimmt die Wildhorndecke ein. Sie erhebt sich als eine verzweigte, 15—20 km weit aus-

holende, liegende Falte auf der N-Seite des Rhonetales aus gemeinsamer, eng zusammengepreßter Wurzelzone mit der tieferen Diablerets- und der höheren Bonvin-D., erreicht in der Wildhorngegend ihren Höhepunkt und senkt sich, in viele überliegende Falten gelegt, nach N in die Tiefe unter die Zone des Cols (Taf. XXI Prof. 12). Im Längsverlauf bildet die Wildhorngegend eine ausgesprochene Einsattelung zwischen dem nach SW untertauchenden Aar-M. und dem in dessen Fortsetzung auftauchenden Aiguilles-Rouges-M. (Fig. 147 u. 155 b). In dieser Sattelzone ist nicht nur die Wildhorn-D. von der Wurzel bis zur Stirn erhalten geblieben, sondern es sitzen ihr auch noch Kappen der ultrahelvetischen D. obenauf, die an der Plaine morte eine noch fast zusammenhängende Brücke bilden. Hier liegt die tektonisch tiefste Einsattelung der Wildhorn-D. zwischen der Linth und den französischen Alpen mit einer Höhe ihres Eocän von 2700 m ü. M.

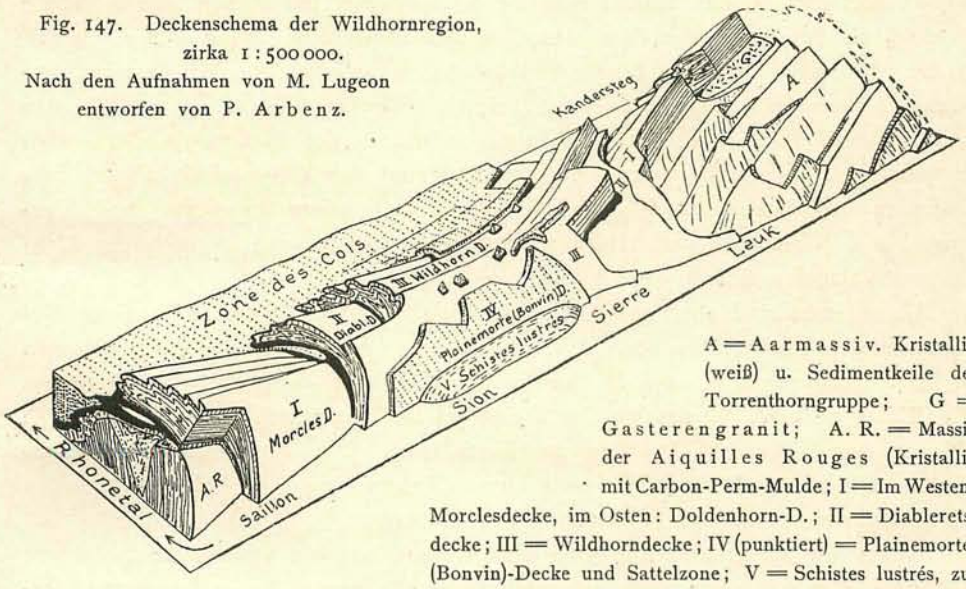



Fig. 147. Deckenschema der Wildhornregion, zirka 1 : 500 000. Nach den Aufnahmen von M. Lugeon entworfen von P. Arbenz.

A = Aarmassiv. Kristallin (weiß) u. Sedimentkeile der Torrenthorngruppe; G = Gasterengranit; A. R. = Massiv der Aiquilles Rouges (Kristallin mit Carbon-Perm-Mulde; I = Im Westen: Morclesdecke, im Osten: Doldenhorn-D.; II = Diablerets-decke; III = Wildhorndecke; IV (punktiert) = Plainemorte-(Bonvin)-Decke und Sattelzone; V = Schistes lustrés, zur Bernharddecke gehörend; Schwarz = Tertiär zwischen den Decken, darin: eingewickelte Teile der Sattelzone und Granit-Mylonitlamelle unter der Dt. de Morcles.

## Die Wildhorndecke.

Wir verfolgen zunächst die Stirnregion der Wildhorn-D. von der Kander aus nach W in ihren einzelnen Teilfalten.

Nach Adrian setzt sich die verzweigte und zerstückelte Stirnfalte des Gerihorns W der Kander am Elsighorn 2345 m fort, während das Kirchhorn südlich davon der Bachfluh, die Hohwang-First der Aermighornfalte entspricht. Die schön geschwungene, tiefe Eocänmulde der Alp Gollitschen mit der weniger tiefen beim Kirchhorn würde somit ungefähr der Trennung von Säntis- und Drusberg-D. im E entsprechen. Wie Bernet (La Zone des Cols entre Adelboden et Frutigen, Lausanne 1908) gezeigt hat, reicht die lang ausgezogene, tauchende Stirnfalte des Elsighorn bei Inner-Achseten NE Adelboden bis zum Engstligenbach, um aber dort nach

W unterzutauchen. Erst 15 km weiter W im Quertal der Simme kommt die Stirn der Wildhorn-D. unter dem ultrahelvetischen Haufwerk wieder zum Vorschein, aber nur in Form einiger gletschergeschliffener Hügelchen aus Nummulitenkalk (Diablerets-schichten) im Talboden bei Lenk. Schon mehr davon, bis zum Hauterivien, aber in zerstreuten Aufschlüssen, kommt im nächsten Taleinschnitt bei Lauenen, als Folge des axialen Wiederaufsteigens, zum Vorschein. Die ausgedehnten Moränen bei Gsteig lassen über den weiteren Verlauf der Stirnfalte keine Klarheit aufkommen. Ihr westliches Erosionsende findet die Wildhorn-D. an dem gewaltigen Zirkus des Creux de Champs im Hintergrunde des Ormonttales, gegen welchen die Felswände der Unterkreide des Sexrouge 2977 m W des Oldenhorns 3124 m in Form eines gefalteten, etwa 30° NW tauchenden Lappens abbricht (Lugeon l. c. Textfig. 90).

An der Simme bei Lenk taucht ein weiter rückliegendes Gewölbe der Wildhorn-D. auf: Bei Stalden kommt zunächst Schrattenkalk mit Eocän, durch Brüche zerhackt, als Fenster in der Zone des Cols zum Vorschein. Dann tritt es im SW wieder unter dem Laubhorn hervor und erhebt sich als sanfter, dem Gewölbe conformer Rücken zum Iffigenhorn, wo es durch einen schief westlich streichenden Bruch mit gesunkenem S-Flügel zerschnitten wird — der Fortsetzung des großen Rawylbruches. Der Schrattenkalk-Bruchriegel dämmt den Iffigensee ab, ähnlich dem Fählensee im Säntis. Das Iffigengewölbe setzt sich weiter ansteigend und überliegend am Niesenhorn und Hahnenschritthorn 2836 m fort, wo sich der Kern bis zum Valangien öffnet.

Unterdessen sind aber zwischen diesem und der Stirn noch zwei weitere Gewölbchen aufgetaucht: Dungelschuß und Vollhorn, so daß sich nun in der tauchenden D. im Wildhornprofil 6 nach N überliegende Gewölbe dachziegelartig überlagern (Taf. XXI Prof. 12). In prachtvoller Weise ist ihr harmonisches Axensteigen nach SW von den Höhen SW Lenk aus zu überblicken. Die letztgenannten Zwischengewölbe erheben und vereinigen sich zum Spitzhorn, wo der Valangienkern das Eocän der tieferen Lappen flach diskordant überlagert.

Gehen wir wieder zum Kandertal zurück, so sehen wir, wie die Kirchhornfalte und die Gollitschenmulde nach SW rasch unter die ausgedehnten Juramassen, besonders Oxfordschiefer, der „Zone des Cols“ (Sattelzone) untertauchen, die durch sanft geformte Bergrücken mit Weide ausgezeichnet ist. Südlich davon aber setzt sich, an die Stirn der Drusberg-D. erinnernd, in gewaltiger Felsmauer der verkehrte Schratten- und Kieselkalk des Hohwang continuierlich nach SW fort über den Bonderspitz, den N-Hang von Mittaghorn (Lohner, Taf. XX Prof. 10) und Ammertengrat, wo der verkehrte Schrattenkalk noch in geschlossenem liegendem Spitzbogengewölbe mit dem normalen Schenkel verbunden geblieben ist. Das gleiche wiederholt sich an dem wilden Eckpfeiler NW des Laufbodenhornes. An beiden Stellen ist aber merkwürdigerweise der verkehrte Schenkel mächtig, der normale aber auffallend reduziert und zerrissen, vielleicht eine Folge der ultrahelvetischen Überdeckung. Der Weg des Rawylpasses quert südlich des Iffigentales in steilem Zickzack den Gewölbekern aus Kreidekalk. Einige 100 m weit SW des Rawylseeleins wird dieser schief von dem großen Iffigensee-Rawylbruch abgeschnitten und tiefer gestellt, so

daß man plötzlich auf die weite Eocänfläche des Rawylpasses gelangt. Noch ungezählte andere Quer- und Längsbrüche zerstückeln in dieser Gegend die Kreidefalten zu einem förmlichen Hackwerk. Der Zusammenhang der Falten ist aber immer noch zu erkennen; die Brüche sind den Falten untergeordnet. Weiter setzt sich das Gewölbe über das Schneidehorn 2938 m zum Wildhorn 3252 m fort (Taf. XXI Prof. 12). Die Schrattenkalkrippe mit der nach NE verlaufenden Firnkante dieses herrlichen Gipfels entspricht genau dem Axengefälle von etwa 10°. Gegen SW stellt sich das Wildhorngewölbe steiler aufrecht und verflacht seinen Scheitel rasch, erinnernd an das Ausflachen der Flubrigstirn nach der Alviergruppe hin.

Hinter dem langen Gewölbezug Hohwang—Wildhorn folgt die merkwürdige Mulde des imposanten Schrattenkalkgebirgsklotzes Lohner 3055 m, die wie am Aermighorn von einer tellerförmigen Rutschfläche unterschnitten ist, wobei der nördliche Muldenschenkel völlig zerrissen wird („Vorunterschiebung") (Taf. XX Prof. 10 bedarf in diesem Punkte der Berichtigung). Als Gewölbe- und Deckenkern kommt auf der SE-Seite des Lohner im Ueschinental Malm und Dogger mit verkehrtem Valangien hervor, dem Kieselkalk des Gellihorngrates (Diablerets-D.) aufgeschoben. Weiter südlich, vom Roten Totz zum Steghorn 3152 m und Lämmerhorn ist der Dogger als Deckenkern in drei weit ausholende Tauchlappen zwischen Malmkalkwänden übereinandergehäuft, wobei der unterste Dogger nun nach Auskeilen des verkehrten Malm-Kreideschenkels direkt der zu einer Lamelle von Valangien reduzierten Diablerets-D. aufliegt. Die knieförmige Stirnbiegung des obersten dieser Lappen ist in der Kreide erhalten geblieben und bildet den 3 km breiten, rings von Gletschern umflossenen Längskamm des Wildstrubel, aus Schrattenkalk mit Resten transgressiver Wangschichten darauf (3251, 3248, 3253 m), die mächtigste Erhebung der Wildhorn-Säntis-D. (Lugeon l. c. Pl. VII). Fast flach breitet sich der Kreideschenkel nach S aus und bildet die langen, zickzackförmigen Gräte zum Schneehorn (3185, Wangschichten mit Eocänkappe) und den Sockel des Autannazgrates bis zur Plainemorte, als Rahmen um den gewaltigen Wildstrubel-Plainemorte-Gletscher, bis am S-Fuß der langen W-E Schrattenkalkwand von Wetzsteinhorn-Plainemorte wieder der Kern der Wildstrubelfalte zum Vorschein kommt. Hier in dem gewaltigen dreieckförmigen Kessel der Liène liegen Valangien und Hauterivien mehrfach übereinander, und kommt darunter, ringsum geschlossen, sogar noch Malm und Dogger als Kern der Wildhorn-D. zum Vorschein (Vatseret). Von Brüchen durchsetzt und verbogen, im ganzen aber einheitlich etwa 30° SE fallend, taucht die gesamte normale Schichtfolge, abschließend mit Wangschichten und Nummulitenkalk des Lutétien, unter die ultrahelvetische Deckenplatte von La Chaux bis Mont Bonvin.

Parallel der Liène ergießt sich 8 km weiter W die Morge südlich zur Rhone. Beide Bäche fließen schief zu den steiler einfallenden Schichtflächen und sind in ihren Oberläufen auf der W-Seite von sanft ansteigendem Gelände, auf der E-Seite von steilen Erosionswänden begleitet. Während die letzteren aber an der Liène von der Bonvin-D. gebildet werden, gelangen wir an der Morge eine tektonische Stufe tiefer: der lange Grat von Crêtabasse und Sexnoir von Daillon nach NNE gegen das Wildhorn bildet den wurzelwärts absteigenden, in seinem Kern sekundär

geschuppten SE-Schenkel der Wildhorn-D. Der dazugehörige Kern aus Malm und Dogger breitet sich in weiten Flächen W der Morge aus. Sérac 2830 m und Sublage 2735 m SW des Wildhorn sind zwei nach SW offene Stirnlappen der Wildhorn-D. im Jurakern. Ihnen entsprechen weiter SW La Fava 2614 m und Mont Gond 2714 m. Diese Kerne liegen aber nicht direkt auf der tieferen D., sondern werden auf 12 km langer Front von viele hundert Meter mächtigem „Valangien" (Balfriesschiefer) mit mehreren dünnen Malmschuppen unterlagert. Am Sanetsch kann man mit der Entfernung von der Wurzel die zunehmende Reduktion des verkehrten Mittelschenkels verfolgen: Auf Alp Genièvre ist noch die ganze, wenn auch verkehrte Schichtfolge vorhanden, von oben Malm, Valangien, reduziertes Hauterivien,

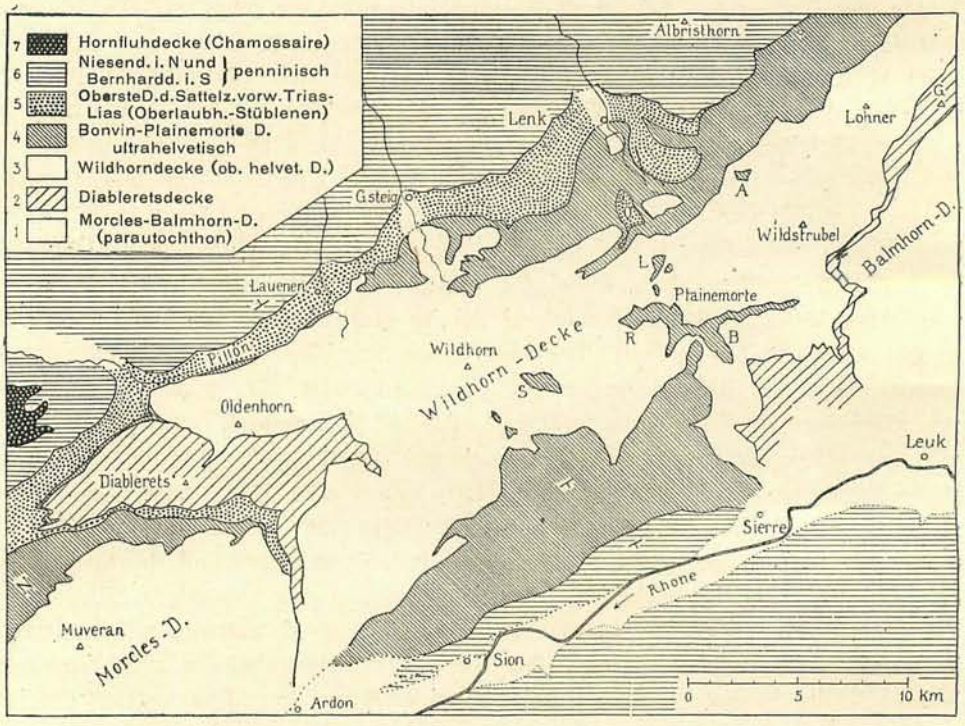



Fig. 148. Schematische Deckenkarte der Wildhorngruppe, vorwiegend nach den Aufnahmen von Lugeon gezeichnet von Arn. Heim.

A = Ammertengrat, B = Mont Bonvin, G = Gellihorn, L = Laufbodenhorn, O = Oberlaubhorn, R = Rohrbachstein, S = Six des Eaux froides, N = „Néocomien à Cephalopodes".

Drusbergschichten und Schrattenkalk auf Nummulitenkalk (Diableretsschichten). Bei Tsanfleuron aber keilen Hauterivien, Drusbergschichten und dann auch der Schrattenkalk aus, so daß am Weg der Sanetschpaßhöhe das ausgedehnte „Valangien" (im E) das Eocän der Diablerets-D. (im W) direkt überlagert.

Die Wildhorn-D. erweist sich somit im Wildhorngebiet als eine typische liegende Falte von etwa 15 km Deckbreite mit verkehrtem Mittelschenkel, mit sekundären Falten im Gewölbeschenkel und zahlreichen Brüchen, aufsteigend vom Rhonetal, kulminierend am Wildhorn und Wildstrubel und wieder nach N unter-

tauchend unter die Sattelzone. Da die gleiche Schub-D. (Säntis-D.) im Walenseegebiet, weiter ausholend, mehr einer Bruchüberschiebung gleicht, ergibt sich abermals, daß beide Ausbildungsformen genetisch nicht prinzipiell zu trennen sind.

## Die Diableretsdecke.

SW Kandersteg, wo sich das Tal rückwärts verzweigt, schiebt sich zwischen den NW-Abhang der Altels mit ihren tauchenden Falten der Balmhorn-D. und den Erosionsrand der Wildhorn-D. am Ueschinental der Gellihorngrat, eine streichende Felsrippe von 1 km Breite. Ihre sanftere, den Schichten konforme NW-Flanke besteht aus Kieselkalk, ihr steiler Erosionsabbruch gegen SE aus Oehrlikalk und Zementsteinschichten und Resten von Quintnerkalk als Basis überschoben auf Eocän der Balmhorn-D. Er bildet die „Gellihorn-Zwischen-D." (Buxtorf und Truninger, Verh. N. G. Basel 1909), die von Lugeon als östliche Fortsetzung der Diableretsdecke erkannt worden ist (Taf. XX Prof. 10). Verfolgen wir diese nach S, d. h. wurzelwärts, so erkennen wir eine zunehmende Reduktion zunächst von oben, indem der Kieselkalk am E-Absturz des Felsenhorns der Wildhorndecke auskeilt. Zugleich verliert die Diableretsdecke ihre orographische Selbständigkeit und bildet vom Schwarzgrätli an nur noch eine mittlere Rippe im Steilabsturz auf der W-Seite der Gemmi, unterlagert von der normalen Schichtfolge der Balmhorn-D. mit Bohnerz und Nummulitenkalk des Bartonien als Abschluß (Gemmipaß), überlagert von Dogger und Malm der Wildhorndecke. SW der Gemmi, am Daubenhorn 2952 m bleibt nur noch eine Lamelle von „Valangien calcaire" mit etwas Eocän darauf übrig.

Den lehrreichsten Einblick bietet das Zayettazhorn 2783 m (Lugeon l. c. Pl. III, VII): Die Gipfelkappe besteht aus Dogger der Wildhorndecke, die dreieckige Pyramide aus mächtigem Taveyannazsandstein als jüngstem Schichtglied der Diableretsdecke, die Oberkante des ungeheuren Felsabsturzes gegen die Dala aus dem vom Gellihorn her verfolgten „Valangien calcaire". In seinem Liegenden keilt in der Felswand nach S als dunkles Band zwischen den hellen Felsbändern des Valangien der Kieselkalk aus. So vereinigen sich am Zayettazhorn in einem flach über dem Scheitel des untergetauchten Aarmassivs liegenden Muldenkeil das Valangien der Balmhorn-D. mit dem Valangien der Diablerets-D. Der trennende Schnitt reicht zwar nach Lugeon (l. c. Pl. VII) noch weiter wurzelwärts.

Verfolgt man das Taveyannazgestein nach W, wo es die weite Fläche der Varnerkumme einnimmt, so kombiniert sich mit der tektonischen noch eine stratigraphische Komplikation: als Liegendes kommt nach der Karte von Lugeon die ganze Eocänserie hinzu, von oben Stadschiefer, Nummulitenkalk (Bartonien), Hohgantsandstein, Cerithienschichten und Bohnerz auf Hauterivien, während auf der E-Seite des Zayettazhornes alle diese Stufen der Diableretsdecke durch den transgressiven Taveyannazsandstein abgeschnitten sind, so daß dieser dort unmittelbar dem Oehrlikalk aufliegt (vergl. Stratigraphie S. 345).

Weiter östlich, auf der E-Seite des Raspille-Baches ist der Muldenkeil von Hauterivien zwischen Valangien von Balmhorn- und Diablerets-D. noch einmal sichtbar (Aprily). Unmittelbar darüber folgen zwei weitere Muldenkeile, die sich rasch nach N öffnen, Eocän aufnehmen und als Kern den Taveyannazsandstein mit

sichtbarer Muldenbiegung enthalten (Nousey). Dies ist die Mulde zwischen Diablerets- und Wildhorndecke. Im Eocän und Mesozoikum reicht aber die Zerschlitzung, von Schutt verdeckt, noch unbekannt wieviel, weiter wurzelwärts, denn bei Nousey liegen Dogger und Oxford der Wildhorndecke auf Nummulitenkalk (Bartonien) bis Hauterivien der Diableretsdecke. Damit verschwinden Balmhorn- und Diableretsdecke von der Oberfläche und kommen erst wieder an der Lizerne, 25 km weiter westlich, unter der Wildhorndecke zum Vorschein.

Der tiefe Quereinschnitt der Lizerne bietet den wunderbarsten Einblick in den Deckenzusammenhang. Die westliche Talseite wird größtenteils von der nach E untertauchenden Morcles(-Balmhorn)-Decke gebildet, deren Eocän und Taveyannazsandstein noch hoch an den Ostabhang hinaufreichen. Dann folgt von Tsanperron bis zum Mont Gond in gewaltigem, flach gebändertem Anstieg eine doppelte Schichtfolge, beginnend mit Dogger, darüber Oxford, Malmkalk als Hauptfelswand, Zementsteinschichten, Valangien, Hauterivien, dann darüber wieder verkehrt, im einzelnen noch verschuppt, Valangien, Malm und Dogger der Wildhorndecke. Die untere normale Schichtfolge mit Dogger auf Eogen als Basis entspricht der Diableretsdecke. Der Kieselkalk des Hauterivien, unter dem Sexrond endigend, bildet den Muldenkeil zwischen dieser und der Wildhorndecke. Das „Valangien" aber reicht nach Lugeon noch $2^1/_2$ km weiter südlich bis zum Weg bei der Chapelle St. Bernard 1076 m N Ardon, wo sich der normale Malm der Diableretsdecke mit dem verkehrten der Wildhorndecke verbindet. Die normale Schichtfolge der Diableretsdecke ist aber hier derart verquetscht, daß sie nur noch aus etwa 3—4 m Malm mit einer ebenso reduzierten Doggerlamelle darunter besteht. Dafür aber hat sich darunter als Zeichen der Wurzelnähe ziemlich mächtige verkehrte Unterkreide, besonders Oehrlikalk eingestellt, durch welche sich die Lizerne ihre Mündungsschlucht ins Rhonetal bei Ardon geschliffen hat.

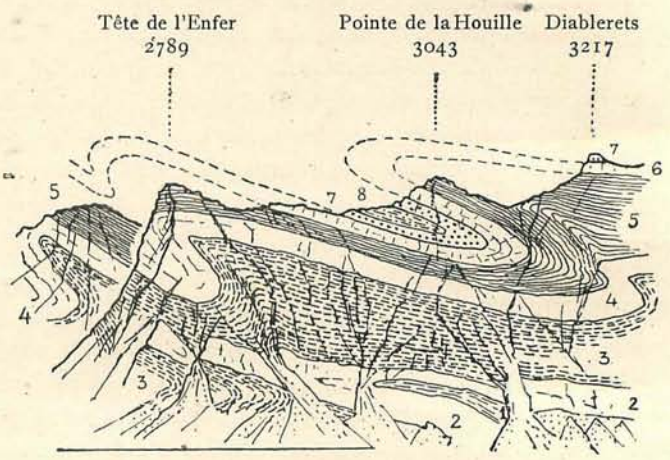



Fig. 149. Der Südabfall der Diablerets, nach E. Renevier 1890. 1 = Schiltschichten (?), 2 = Malm, 3 = Zementsteinschichten, 4 = Oehrlikalk, 5 = Kieselkalk und Drusbergschichten, 6 = Schrattenkalk, 7 = Nummulitenkalk (Bartonien), 8 = Globigerinenschiefer.

Verfolgen wir nun die östliche Talseite weiter nördlich, so öffnet sich N vom Mont Gond fast plötzlich der Muldenkeil, in dem sich das Hauterivien spaltet und Drusbergschichten, Schrattenkalk mit Bohnerz und der ganzen Eocänserie, ja sogar Taveyannazsandstein aufnimmt (Tsanfleuron). Die liegende Muldenumbiegung ist im Schrattenkalk direkt sichtbar (W unter La Fava).

Erst von hier an entfaltet sich die Diableretsdecke selbständig. Im rechten Winkel wendet sich der Steilabsturz 10 km weit nach W zur Diableretskette. In wunderbarer Klarheit läßt sich an den Felswänden vom Pas de Cheville aus beobachten, wie sich die normale Schichtfolge ähnlich der Wildhorndecke, aber unabhängig von jener, in nach N überliegende Falten wirft. Renevier („Beiträge" 1890), dem wir die bis jetzt einzige Bearbeitung der Diablerets verdanken, hat diese Falten in seinen Textfiguren gezeichnet, zwar noch ohne die großen tektonischen Zusammenhänge verstehen zu können. Der höchste Gipfel der Diablerets 3251 m trägt ein normales Käppchen von Nummuliten- auf Schrattenkalk. Der nächst westliche Gipfel, die „Pointe de la Houille" 3043 m, besteht nach Renevier aus verkehrtem „Néocomien brun" (Hauterivien) des liegenden Diableretsgewölbes, während die unterliegende Eocänmulde mit Bohnerz zwischen Schrattenkalk bei 2700 m das bekannte Kohlenvorkommnis enthält (vergl. S. 341 und Leo Wehrli, „Beiträge", geotechn. Serie Lfg. 7, 1919). Disharmonisch unter dieser Mulde bildet der Quintnerkalk ein liegendes Gewölbe. Ein weiteres schönes liegendes Neocomgewölbe baut die Tête d'Enfer 2789 m mit Quintnerkalk und Oxford als Kern auf. Dann senkt sich bei der Pte. de Chatillon 2372 m die Diableretsdecke mit kleineren Kreide-Stirnfalten im Querprofil treppenförmig unter Eocän und Taveyannazsandstein, der selbst noch der Diableretsdecke angehört und an deren Stirn in gewaltigen Massen angehäuft ist.

Die Nordabdachung der Diablerets trägt das große Feld des Tsanfleurongletschers, das Eocän der Diablerets und die Wildhornüberschiebung verdeckend. Diese letztere tritt aber nach Lugeon am Grat $1^1/_2$ km NE der Diablerets an einem isolierten Felskopf bei 3100 m, der bereits aus verkehrtem Schrattenkalk der Wildhorndecke besteht, aus dem Gletscher hervor. Von dort senkt sich die Überschiebungsfläche auf der E-Seite des berühmten Creux de Champs am Fuß der Sexrouge-Wand in die Tiefe. Die Diableretsdecke, die hier von der Wildhorndecke um 1 km überholt wird, kommt aber noch einmal 6 km weiter östlich als Fenster in dem Zirkus der Oldenalp zum Vorschein. Der für sie charakteristische Taveyannazsandstein bildet den Kern einer überliegenden Unterkreidefalte der Wildhorn-D. Die Tatsache war schon B. Studer bekannt, aber für ihn unerklärlich.

In ihrer Gesamtheit überwölbt somit die Diableretsdecke von der Lizerne über den Pas de Cheville auf 15 km Breite mittelbar die Morclesdecke. Sie hängt wurzelwärts durch einen spitzen Muldenkeil mit der Wildhorn-D. zusammen, ist dort extrem verquetscht, entfaltet sich aber von ihrer Scheitelregion (Sanetschpaß) an westwärts und taucht in ihrer Gesamtheit nach NE unter die Wildhorn-D. Näheres wird die neue Untersuchung durch Lugeon ergeben.

### Die ultrahelvetischen Decken (Bonvin-Plainemorte-D.).

(Vergl. Einleitung S. 261.)

Steigt man das ausgedehnte hügelige Gehänge zwischen Sion und Sierre nördlich der Rhone aufwärts, so quert man zunächst eine Zone steil S fallender Bündnerschiefer mit Schuppen gipsreicher Trias und Carbon (Sion, Granges). Diese gehört zur Stirn der St. Bernharddecke und ist nach Lugeon mit laminierter Trias als Basis

überschoben auf die Zone von Chandolin—Arbaz—La Chaux: die ultrahelvetische Wurzelzone (Fig. 148). Sie besteht im großen und ganzen aus einer zunächst steil, dann flacher sich erhebenden verkehrten Schichtfolge von mächtigem Lias mit Trias in zahlreichen repetierten Schuppen (das „Aalénien" Lugeon ist vermutlich Schiefer des Toarcien), dann mächtigem und ausgedehntem unteren Dogger (Bajocien Lugeon = Aalénien), der sich, nur von Moränen unterbrochen, von Vétroz im Rhonetal nach NE bis zur Höhe von La Chaux 2274 m verfolgen läßt. Darunter folgen Oxfordschiefer, Malmkalk und Kreide, welch letztere den normalen Wangschichten mit Eocän der Wildhorndecke aufliegt.

Näher betrachtet ist aber wie immer die Tektonik viel komplizierter (Taf. XXI Prof. 12). Zunächst, von Sion ansteigend, erweist sich nach Lugeon die Unterkreide (Plainemorte-D.) und das „Callovien" (Bonvin-D.) am Grat des Prâbé 2067 m rückwärts als falscher Muldenkeil eingestülpt in die Wangschichten der Wildhorndecke. Am Chamosseré 2627 m folgt unter der reduzierten Plainemorte-Kreide

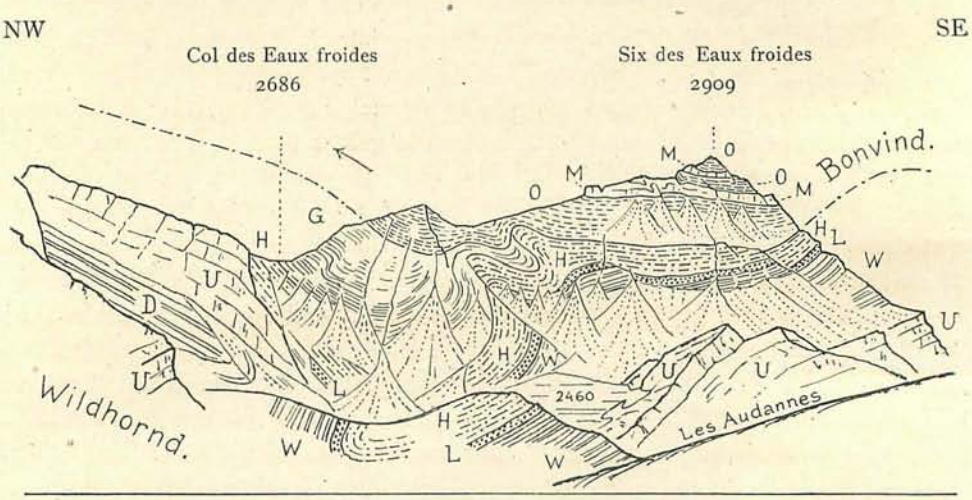



Fig. 150. Der Six des Eaux froides von SW, nach Lugeon 1916.

O = Oxfordschiefer, M = Malmkalk, D = Drusbergschichten, U = Schrattenkalk, W = Wangschichten, L = Nummulitenkalk des Lutétien, H = Hohgantschiefer, G = Globigerinenschiefer mit Lithothamnienkalkbänken.

ebenso rückwärts eingewickelter Jura der Bonvin-D., und zwar zunächst eine eingewickelte Mulde mit schwimmendem Doggerkern in Oxfordschiefer, dann gegen den Gipfel eine verkehrte Mulde von Malmkalk mit schwimmendem rückgestülptem Oxfordkern (in Taf. XXI Prof. 12 unter Mt. Bonvin). Die gleiche Einwickelung des Bonvin-Jura in die Plainemorte-Kreide setzt sich nach NE fort im Tubang 2852 m und Mt. Bonvin 3000 m, wo Oxfordschiefer, z. T. mit Malmkalk der Bonvin-D. in drei übereinanderliegenden Schuppen in der Plainemorte-Kreide eingewickelt liegen, das ganze Haufwerk flach auf Wangschichten der Wildhorndecke überschoben!

Wir sind nun bereits in die hohe Sattelregion gelangt, wo sich die ultrahelvetische Schubmasse durch Erosion in einzelne Berge auflöst, erinnernd an die tek-

tonisch tiefere Verrucanodecke im Glarnerland. Lugeon glaubt nun durchweg zwischen Plainemorte-D. und Bonvin-D. unterscheiden zu können. Erstere bestünde nur aus Kreide, vorwiegend Neocom, und wäre die tiefere, d. h. mit nördlicherer Wurzelabzweigung, letztere, die höhere, ohne Kreide, mit Eocän transgressiv auf Malmkalk. Die beiden Deckennamen sind aber nicht glücklich. Zunächst verstand Schardt unter „Nappe du Mt. Bonvin" die gesamte Deckenmasse und anderseits gehören gerade die Gipfel der Plainemorte (Pte. à Lugeon, Todthorn) zur Bonvin-Teildecke. Auch in stratigraphischer Beziehung ist diesem schwer zugänglichen rauhen Gebirge das letzte Wort noch nicht gesprochen. Es fehlt vor allem noch eine Gliederung der Plainemorte-Kreide.

Im großen und ganzen ist aber die Tektonik dank der Arbeit von Lugeon völlig aufgeklärt. Auf dem Rücken der Wildhorndecke sitzen folgende „Klippen", von S nach N:

1. La Molle 2882 m und Sexrouge 2907 m südlich vom Wildhorn, zwei Nachbargipfel mit kleinen Kappen von Oxford, an der Motte noch mit etwas Malm (Bonvin-D.).

2. Six des Eaux froides 2909 m, ein über $1^1/_2$ km breiter Helm aus Oxford mit drei laminierten Malmkalklagen (Bonvin-D.), den Falten der Wildhorn-D. disharmonisch aufgesetzt (Fig. 150).

3. Mont Bonvin 3000 m, 2 km langer Quergrat, an dem das Schuppenpaket 300 m mächtig erhalten ist.

4. Autannazgrat bis Rohrbachstein, ein 7 km langer, zickzackförmiger Grat als Rahmen um den ausgedehnten Plainemorte-Gletscher und Wasserscheide zwischen Rhone und Aare, mit Basis aus Kreide der Plainemorte-D., und Malm mit Eocän der Bonvin-D. darüber. Die Gipfel Todthorn 2942 m und Pte. à Lugeon 2930 m bestehen aus Eocän, die Gipfelkappe der Pyramide des Rohrbachstein 2953 m aus Malmkalk.

5. Kleine, in die Wildhorn-D. eingefaltete Reste folgen am Weißhorn und Gletscherhorn.

6. Laufbodenhorn 2706 m, eine dreiseitige Pyramide aus Kreide (Plainemorte.-D.) und Oxford mit einem dem Rohrbachstein analogen, charakteristischen Gipfelkäppchen aus Malmkalk (Fig. 151).

7. Ammertengrat 2615 m kleine dreiseitige Gipfelpyramide aus Barrémien, Brisibreccie (?) Wildflysch, Wangschichten, Seewerkalk, und zu oberst abermals Wangschichten, also aus 2 Schuppen der Plainemortedecke (Lugeon 1918).

Die letzten beiden Gipfel befinden sich bereits auf der N-Abdachung der Wildhorn-D., dem Rücken der Hohwangfalte aufgesetzt, also in ähnlicher Lage wie die Roggenstock-Klippe bei Iberg in unmittelbarer Nähe der Zone des Cols, die noch im besonderen zu besprechen ist.

Von der Liène zum Mt. Bonvin liegt die Plainemorte-Unterkreide auf verkehrten Wangschichten, oder mit anderen Worten: diese letzteren gehören, den eocänen Muldenkern überlagernd, bereits zur verkehrten Serie der Plainemorte-D. selbst. Die verbindende Muldenumbiegung zwischen Wildhorn- und Plainemorte-D. ist nach Lugeon auf der SE-Seite des Mt. Bonvin in den Wangschichten direkt sichtbar. Vom Bonvin an nach NW, La Motte und Six des Eaux froides inbegriffen, ruht die ultrahelvetische Schubdecke meist mit scharfer Grenze auf dem normalen Eocän der Wildhorn-D. Ob der Flysch an der unteren Grenze von Laufbodenhorn und Ammertengrat echter Wildflysch ist und als solcher zur Plainemorte-D. gehört, bleibt noch zu ergründen.

Es ergibt sich somit, daß in der tiefsten Einsattelung zwischen Aar- und Aiguilles Rouges-M. eine noch fast zusammenhängende ultrahelve-

tische Brücke besteht, welche die Wurzelzone über die Plainemorte mit der Zone des Cols verbindet.

Nach Lugeon ist die Wurzelverbindung von Wildhorn- und Bonvin-D. in den eng gepreßten, steil aufgerichteten Dogger-Malmfalten bei Vétroz am Rhonetal vorhanden, während sich die verkehrte Kreide der Plainemorte-D. etwas weiter oben aus der gleichen mehrlappigen Mulde abtrennt.

Diablerets-, Wildhorn- und Plainemorte-Bonvin-D. verzweigen sich somit alle strauchförmig und hängen auf der Rhoneseite in Form eng geklemmter Falten miteinander zusammen.

W Laufbodenhorn 2706 Malmklippe des S-Grates E



Fig. 151. Laufbodenhorn, phot. von H. Schardt, 1905.
Gipfel Malm, darunter Oxford und Kreide der ultrahelvetischen Decken, Unterlage durchweg Eocän der Wildhorn-D.

Eine weitere Eigentümlichkeit ist die auffallende tektonische Reduktion der Wildhorn- und noch mehr der Diablerets-D. nach ihren Wurzeln hin, die bis zur fast völligen Verquetschung auch der normalen Schichtfolgen führt, während die nördlicheren Zonen üppig entfaltet sind. Es ist dies wohl die Folge des penninischen Andranges, der noch ein passives Weiterwandern der helvetischen Decken erzwang. Dementsprechend zeigt auch das Kartenbild ungezählte Brüche nach den verschiedensten Richtungen mit vertikalen und horizontalen Scherbewegungen in den sich frei entfaltenden Scheitel- und Stirnregionen, während die Brüche wurzelwärts verschwinden. Keiner der Brüche reicht nachweisbar in die Deckenunterlage hinab.

## Morclesdecke.

### Muveran—Dents de Morcles.

E. Renevier, Monographie des Hautes Alpes Vaudoises, „Beiträge" 1890 mit geologischer Karte 1 : 50000.
M. Lugeon, Sur l'Ampleur de la Nappe de Morcles, Comptes rendus Ac. Sc. Paris, Juin 1914.

Das oben genannte Werk von Renevier, für damals, besonders in stratigraphischer Hinsicht, eine bedeutende Leistung, ist heute der Revision bedürftig. An Stelle der vermeintlichen Vertikalverwerfungen und Querfaltungen hat Lugeon (Nappes de recouvrement, 1901) die Deckentektonik erkannt. Eine Neuaufnahme ist von M. Lugeon im Auftrage der Schweiz. geol. Kommission in Angriff genommen worden.

In ihrer Gesamtheit axial nach SW steigend, erhebt sich die Morcles-D. mit normaler Schichtfolge von Valangien und Hauterivien mit darauf transgredierendem Eocän von der Lizerne über den Montacavoere 2619 m (Schrattenkalk) nach dem

Haut-de-Cry 2956 m, der nach Renevier ein mehrlappiges, im ganzen aufrechtes Gewölbe aus Valangien und Malm bildet.

NW davon folgt die Mulde des Tälchens der Derbonière am Lac de Derborence mit seinem Eocänkern, der aber nach SW infolge des Axensteigens rasch in die Luft hinaussticht. Ein zweites Gewölbe, in dem sich die Schichtfolge stratigraphisch noch durch Hinzutreten von fossilreichem Aptien, Gault und Cenoman ergänzt hat, erhebt sich von Derborence zur Tête du Grand Jean 2612 m (Oehrlikalk) und zum Muveran 3061 m, dem höchsten, aus Quintnerkalk bestehenden Gipfel der Gruppe. Der gewaltige W-Absturz läßt im NW-Schenkel mehrere kleinere Falten von Quintnerkalk und ungezählte Fältelungen in den mächtigen umhüllenden Zementsteinschichten erkennen, die durch ihr regelmäßiges Axenfallen von 20° NE dem ganzen Berg seine schiefe Streifung aufprägen.

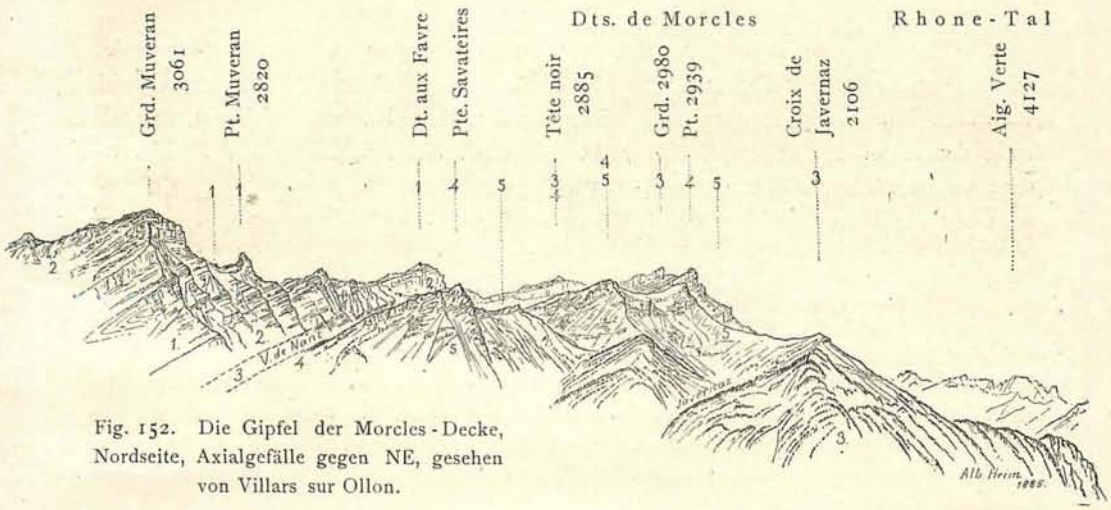



Fig. 152. Die Gipfel der Morcles-Decke, Nordseite, Axialgefälle gegen NE, gesehen von Villars sur Ollon.

1 = Dogger und unterer Malm, 2 = oberer Malm, 3 = „Néocomien", 4 = Schrattenkalk, 5 = Eocän.

Das dritte, tiefer liegende Gewölbe bildet die gelappte Stirn der Morclesdecke. Es taucht SW vom Pas de Cheville unter dem eingewickelten ultrahelvetischen „Néocomien à Céphalopodes" auf und bildet mit seiner Stirn aus steilstehendem, hellem Schrattenkalk den kühnen, bei den Touristen beliebten Grat der Argentine 2358 m. Die SW-Fortsetzung bildet den Grat zur Pt. Savateires 2310 m aus Kieselkalk (Hauterivien) oben und Schrattenkalk unten, und die isoliert auf Eocän sitzende Schrattenklippe des Perriblanc. Wir befinden uns hier infolge des axialen Anstieges (Fig. 152) bereits im verkehrten, liegenden Teil der Stirnfalte, deren Kreide normal vom dazugehörigen Eocän (Diableretsschichten und Stadschiefer) umhüllt wird. Das zirkusförmige Längstal von Nant zwischen dem genannten Stirngrat und dem gewaltigen bogenförmigen Felsabsturz vom Muveran zur Dents de Morcles ist ein eocänes Fenster, umrandet von verkehrtem Mesozoikum. Nirgends in den Schweizeralpen läßt sich schöner in regionaler Ausdehnung eine fast vollkommen erhaltene verkehrte Schichtfolge beobachten als in der Morcles-

decke. Am kleinen Muveran, dessen Gipfel nach Lugeon aus Dogger mit Silex besteht, liegt die gesamte Schichtfolge verkehrt, und der verkehrte Schrattenkalk läßt sich kontinuierlich verfolgen zu dem kühnen Eckpfeiler der Dents de Morcles 2939 m und um diesen herum nach SE bis zur Rhone. Auf diesem Wege wurzelwärts wird er, an den Lochseitenkalk erinnernd, mehr und mehr mylonitisiert und marmorisiert, bis er zu dem berühmten, bunten fluidal-flaserigen „Marbre de Saillon" geworden ist. Dieser ruht mit wenigen Metern Unterbruch auf der autochthonen Trias über dem kristallinen Sockel (Lugeon l. c. 1914).

Der Kern der Morclesdecke besteht nach Gagnebin (Bull. Soc. Vaud. Sc. nat. 1916 p. 84) aus Trias-Dolomit und Rauhwacke bei Saillon, die von mächtigem Lias umhüllt werden (Ardévaz bei Leytron, von Renevier als Bathonien angegeben), während der Dogger (Aalénien und Bajocien mit mächtigen Silexknollen) bis zum Muveran reicht und in verkehrter Lage die Gipfel des Grand Chavalard 2907 m und der Grande Garde 2148 m bildet (Taf. XXI Prof. 13).

Die Morclesdecke ist somit im Gebiete des Muveran eine 12 km breit ausholende, unabhängige, liegende Falte aus Lias bis Eocän mit verkehrtem Mittelschenkel und sekundären Lappen an Rücken und Stirn, die aus dem Rhonetal aufsteigt, mantelförmig das Aiguilles Rouges-M. überwölbt und nach NE axial unter die Diableretsdecke taucht (Schema Fig. 147 und 155 b).

Über die Unterlage der Morclesdecke wird auf S. 173 u. 249—255 verwiesen.

### Dents du Midi—Tour Sallière.

E. Favre et H. Schardt, Préalpes, „Beiträge" Lfg. 25, 1887.
M. Lugeon, La Brèche du Chablais, Bull. Serv. carte géol. France t. VII, 1896.
L. W. Collet, Tour Sallière—Pic de Tanneverge, „Beiträge" n. F. Lfg. 19, 1904.
L. W. Collet, Les Hautes Alpes entre Arve et Rhône, chez Albert Kündig, Genève 1910.
(Bl. XVII u. XXII geol. 1 : 100 000 sind sehr fehlerhaft.)

Zu den genannten Arbeiten steht noch die Vollendung einer Neuaufnahme von F. de Loys in Aussicht.

Mit überraschender Übereinstimmung setzt sich die Morcles-D. links der Rhone fort, nur ist sie dort zunächst infolge des axialen Ansteigens stärker abgetragen. Jedem Besucher des oberen Lemansees bleibt die sich im Süden erhebende schartige Felsmauer der Dents du Midi 3261 m eingeprägt (Taf. XXI Prof. 14 und Fig. 153). Der streichende Kamm besteht in der Hauptsache aus der gleichen verkehrten Schichtfolge wie die Dents de Morcles, die jedoch hier auf einem über 1000 m mächtigen, autochthon-parautochthonen Flyschsockel obenauf sitzt: Nummulitenschichten, Seewerkalk, Gault mit Brisisandstein, Schrattenkalk mit Orbitolinen und gefälteltem Neocom als Gipfel. In der weiteren Fortsetzung nach SW, an der Tête de Bossetan NW der Dents Blanches schließt, sich das Stirngewölbe im Schrattenkalk, und von dort an senken sich, konform dem Massiv der Aiguilles Rouges, die Kreidefalten axial zum Tal des Giffre, wo sie normal von Eocän bedeckt werden.

Beobachten wir nun die Felswände von der Ostspitze 3185 m nach SE, so läßt sich symmetrisch zur Dents de Morcles die verkehrte Schichtfolge, vor allem der Schrattenkalk, unter dem zackigen Grat der Gagnerie über die Alp Salanfe,

und nach den genannten Autoren sogar unter der Tour Sallière 3227 m hindurch und um diese herum über den Col d'Emaney bis zum Col de Barberine ver-

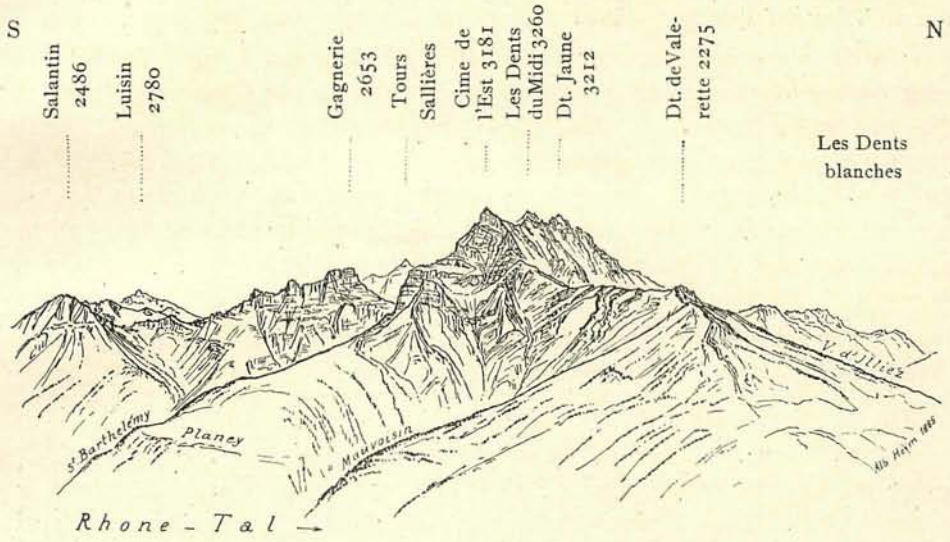



Fig. 153. Die Dents du Midi, gesehen von Villars sur Ollon.

folgen, d. h. auf eine Schubbreite von 6 km. Sie trägt die gesamte verzweigte, liegende Faltenmasse Tour Sallière—Mont Ruan aus mächtigem Liaskern, mit Dogger und Malm (Fig. 154). Der Jura der Tour Sallière ist also der Kern zur Kreide-

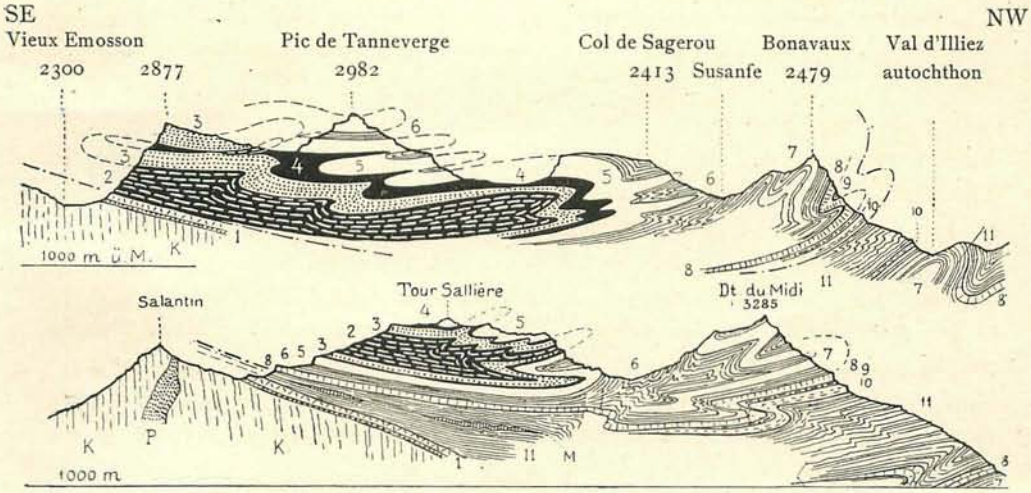



Fig. 154. Profilskizzen durch Pic de Tanneverge und Dents du Midi, 1 : 100.000, zusammengestellt nach Favre, Schardt, Lugeon und Collet.

K = Kristalline Schiefer (Aiguilles Rouges); P = Porphyr; M = Granitmylonit im Flysch; 1 = Trias, autochthon; 2 = Lias; 3 = Dogger; 4 = Oxford; 5 = Quintnerkalk; 6 = Zementsteinsch.; 7 = Valangien-Hauterivien; 8 = Schrattenkalk; 9 = Gault und Seewerkalk; 10 = Diableretsschichten mit Nummuliten; 11 = Flysch (vorwiegend Lattorfien); —·—·—·— = Überschiebung.

stirn der Dents du Midi. Die Unterlage wird von einem reduzierten Flyschband mit zerrissener altkristalliner Mylonitlamelle (vergl. S. 252) und sodann von autochthoner Trias auf dem kristallinen Sockel (vergl. S. 275) gebildet.

In der weiteren Fortsetzung nach SW macht sich auch in den Kernfalten die sanft beginnende Axenneigung geltend, so daß am Pic de Tanneverge (richtiger: Tanneverdze) 2982 m über dem Lias-Doggerkern der Malm in vier liegenden Faltenschuppen übereinandergehäuft erhalten ist (Fig. 154). Anderseits keilt nach Collet die Flyschbasis samt verkehrter Kreide und Malm am Col de Barberine aus, so daß nun der überschobene Lias direkt der autochthonen Trias aufliegt, eine Erscheinung, die völlig an das Balmhorngebiet erinnert.

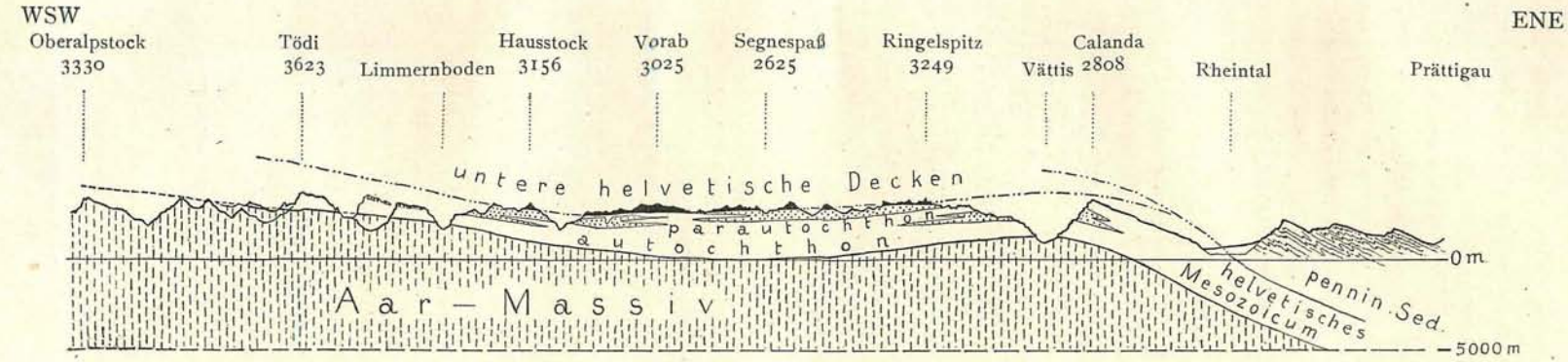
## Zur Oberflächengestaltung des helvetischen Deckengebirges, westliche Hochalpen.

### Bergketten.

Vergleich des Hauptkammes E und W des Aar-M. (Fig. 155). Der gewaltige und am vollständigsten im Reliefbilde der Schweiz zusammenhängende einheitliche alpine Hauptrücken Calanda—Dents de Morcles ist von einer auffallenden Symmetrie des E mit dem W geformt. Im Mittelstück (Kistenpaß bis Gemmi) von 112 km Länge ist das autochthone Aar-M. entblößt und die Gipfel erreichen 3600 bis 4275 m. Im östlichen Stück (Rhein bis Kistenpaß, 40 km) und ganz ebenso im westlichen Stück (Gemmi bis Rhonequertal, 50 km) bleibt die „Gipfelflur", (Penck, Akad. Berlin 1919, d. i. die obere Grenze der Gipfelhöhen einer ganzen Region) zwischen 2800 und 3250 m.

Der östliche Kettenflügel (Fig. 155 a) enthält als Kern eine mit Schwankungen nach E zur Tiefe versinkende Zentralmassivschwelle, überwölbt von helvetischen Faltendecken, die dann gegen N sanft abfallen, sich weit ausbreiten und am Molasserand wieder aufbranden. Ebenso besteht der westliche Kettenflügel (Fig. 155 b) aus helvetischen Deckfalten, die eine zwischen Aar- und Aiguilles Rouges-M. im Kettenkern verborgene Massivschwelle überwölben. Im E sind auf den Bergrücken oft nur noch Reste der Basisschichten (Verrucano) des Deckenpaketes erhalten, im W dagegen sind in der Gipfelzone auch noch die obersten Glieder der helvetischen Decken, die ultrahelvetischen, in Deckklippen vorhanden. Im östlichen Gebirgsrücken geht der Abtrag also fast um die Dicke des ganzen helvetischen Deckenpaketes, das sind einige tausend Meter, tiefer als im westlichen, und die sattelförmige longitudinale Einsenkung ist weniger tief. Ein weiterer Unterschied besteht darin, daß im Westen die Deckfalten gleich am N-Rand der Massivschwelle tief tauchen und unter der Voralpenzone zerdrückt werden.

Die Differenzen erklären sich einigermaßen durch die im E viel mächtigere Flyschunterlage und den gewaltigen Verrucanokern der helvetischen Decken. Dadurch aber wird die Tatsache nicht weniger merkwürdig, daß der Westflügel der großen Kette Calanda—Dents de Morcles trotz so verschiedenen Höhenstufen und verschiedener Beschaffenheit der tektonischen Glieder gleiche Gipfelhöhen aufweist. Dies gilt auch innerhalb des Stückes westlich Gemmi, wo die Abwitterung auch die Differenzen in der




a) Östlicher Flügel.

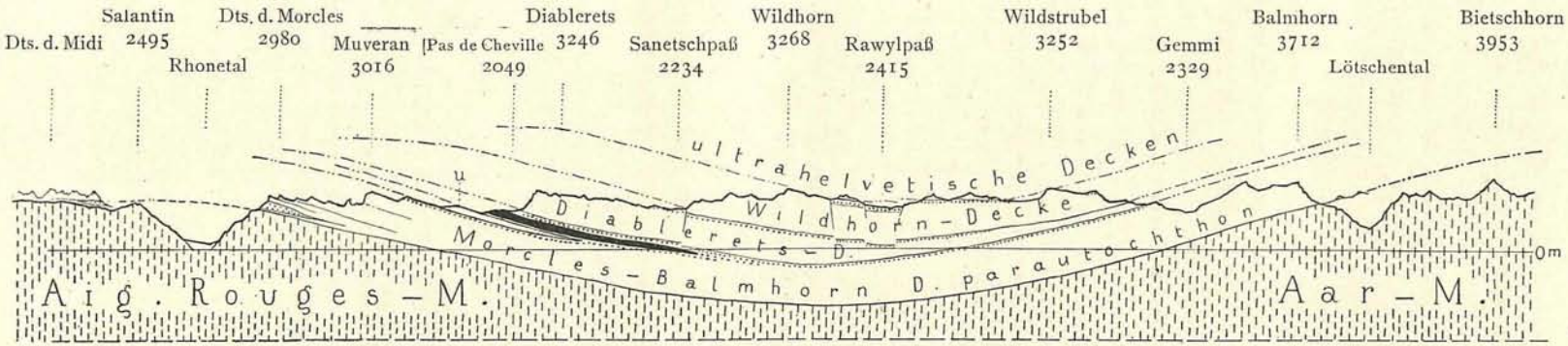



Fig. 155. Schematische Längsprofile an den beiden Flügeln des Aarmassives, 1 : 400 000.

b) Westlicher Flügel.

Vertikal gestrichelt = Aarmassiv; leer = Mesozoikum; punktiert = Tertiär; schwarz in 155 a) = Verrucano, in 155 b = eingewickelte Trias, darunter u = „Néocomien à Cephalopodes", ultrahelvetisch.

Höhenlage der einzelnen Decken der helvetischen Gruppe in hohem Maße ausgeglichen hat (S. 67). Der innere Bau ist auch hier wieder durch die äußere Gestaltung übertönt. Wo das Gebälke zu hoch hinauf wollte, ist es abgetragen; was bescheiden tiefer blieb, ist belassen. Die äußeren Formen haben viel geringere Höhenunterschiede, als sie dem inneren Bau entsprechen würden.

Form des Hauptrückens. Das Charakteristische in den Hochalpen zwischen Gemmi und Rhonequertal sind die in der Rückenzone vorherrschend ziemlich flachen Schichtlagen und dadurch breiten Bergrücken. Gerade vom Wildhorn selbst gesehen, stehen sie in einem schlagenden Gegensatz zu den scharfen Zacken der sich im Streichen anschließenden Aar- und Mt. Blanc-M. Die Formen von Gemmi bis Dents de Morcles verleugnen indessen die Rindenbewegung gegen N nicht: an der S-Seite sind die Böschungen geringer; weit entblößte Schichtflächen herrschen vor. An der N-Seite folgen steilere Böschungen mit Schichtköpfen. Die von N gegen den Hauptkamm hineingreifenden Quertäler endigen meistens in den Kreideschichten der Faltenstirnen mit gewaltigen konischen Nischen als zirkusförmige Talschlüsse, so das Engstligental hinter Adelboden, das Simmental im Kessel unter dem Rätzligletscher, beide bis an den Wildstrubelkamm hinaufgreifend. Ähnlich sind die Talschlüsse des Saanegebietes von Lauenen zum Geltengletscher und hinter Gsteig oder gar die großartigen Talschlußnischen der Oldenalp und des Creux de Champ, die mit 1500 m hohen Zirkuswänden an die Diablerets hinaufgreifen. Diese großartigen Erosionskessel sind so sichtlich erzeugt durch Verwitterungs-Abböschung rings um den hintersten Exportpunkt durch gesammeltes fließendes Wasser, daß sich die Theorie der „glazialen Trogschlüsse" noch kaum hierher gewagt hat.

Pässe. Die Pässe über den Gebirgsrücken benutzen auf der N-Seite meistens weniger steile Stellen oder Stufen von Erosionszirkus und folgen dann auf dem Rücken der Grenzmulde zwischen zwei Teildecken, so wie sie durch Abwitterung und Axengefälle entblößt worden ist. Nach der S-Seite steigen die Paßwege ab durch die Erosionstälchen, welche den Deckenmulden nachtasten oder früher von diesen geleitet, sich nun in unterliegende tektonische Glieder hinab eingetieft haben.

Diese Pässe sind (Fig. 155 b):

Gemmi 2329 m, von der Kander in das Tal der Dala. Leitlinie: Grenze zwischen der parautochthonen Balmhorn-D. im E und der Diablerets (Gellihorn)-D. im W, Axialgefälle gegen W. Der Abstieg nach der S-Seite ist gegen E in parautochthonen und autochthonen Jura verschoben.

Das Engstligental endigt am N-Rand des Gebirgsrückens mit Zirkusschluß ohne Paß.

Rawylpaß 2415 m vom Simmental (Lenk) Iffigental in das Tal der Liène (St. Léonard). Leitlinie von der Paßhöhe gegen S war das Eocän zwischen den ultrahelvetischen D. und der Wildhorn-D., Einschnitt durch die obere und häufig in die untere D. Der Paß liegt nahe dem durch Brüche komplizierten axialen Einsenkungssattel des streichenden Hauptrückens.

Saanental Ostzweig bei Lauenen endigt blind in Talschlüssen ohne Paßfurche.

Sanetschpaß 2234 m vom Saanetal Gsteig durch Talschlüsse hinauf. Leitlinie des Paßhöhegebietes ist das Eocän der Diablerets-D. im W, unter der Wildhorn-D. im E. Axialgefälle gegen E. Dann Einschnitt der Morge gegen E in die Wildhorn.D. verschoben.

Tal von Ormont endigt blind im Creux de Champ.

Pas de Cheville 2049 m vom Avançon, Rhonequertal, Leitlinie Eocän und eingewickeltes „Néocomien à Céphalopodes" zwischen Diablerets- und Muveran-Morcles-D, Axialgefälle gegen E., Paßhöhe W-E gerichtet, dann S durch das Tal der Lizerne bis Ardon im Rhonelängstal.

Von diesen Pässen ist der tektonisch höchste der Rawyl (Eocän der Wildhorn-D.), der nächste Sanetsch (Eocän der Diablerets-D.). Pas de Cheville und Gemmi liegen im Eocän der parautochthonen Unterlage, mit Axengefälle symmetrisch gegeneinander gerichtet. In der Sattelzone am N-Rand sind die Ausgangspunkte der hohen Querpässe durch streichende Pässe miteinander verbunden.

Gemmi, Rawyl und Sanetsch haben höheren N-Fuß (ca. 1200 m), tieferes S-Ende (500—600 m). Gemmi, Rawyl und Sanetsch haben steilen Stufenanstieg an der N-Seite, Rawyl und Sanetsch viel längeren und gleichmäßigeren Abfall nach der S-Seite. Bei der Gemmi ist ausnahmsweise durch den Erosionskessel der Dala, der tief unter die Unterlage der Leitlinie greift, ein besonders steiler S-Abfall (Gemmiwand) entstanden. Alle diese Pässe zeichnen sich aus durch relativ langen, flachen Paßrücken. Sie gleichen in diesen Merkmalen den drei Hochpässen des Ostflügels: Kisten-, Panixer- und Segnespaß, die zwar alle tektonisch viel tiefer durch das Eocän unter der Unterlage der helvetichen Decken gehen und trotzdem höher sind (2727, 2410, 2626 m).

Daß die Hochalpen von der Gemmi bis an die Rhone reich an Karsterscheinungen, Karrenfeldern, kleinen Bergseen und wechselvollen Quellen sind, ist durch ihre Zusammensetzung aus einem Schichtwechsel von Kalksteinen und tonigen Schiefern und ihre stellenweise starke Bruchzerstücklung bedingt. An der Plainemorte hat Lugeon sogar gefunden, daß auch der Gletscher in Dolinen einbricht.

## Bergstürze.

Lugeons Karte verzeichnet vom Lötschbergpaß bis an die Diablerets und von der Sattelzone bis an die Rhone ca. 30 größere und kleinere Bergstürze. Die kleineren sind in ihrer Mehrzahl Felsstürze (Abtrennung und Bewegung quer zur Schichtung). Unter den ganz großen Bergstürzen hingegen sind die Mehrzahl auch hier Felsschlipfe nach der Art von Flims, Engelberg und Kandertal, d. h. Fels auf schiefer Schichtfläche abgeglitten.

Der größte Bergsturz des Gebietes ist das „Eboulement de Valangien de Sierre" (M. Lugeon). Er kann mit dem doppelt so mächtigen Bergsturz von Flims verglichen werden. Der obere Anrißrand war der Autannazgrat, S-Rand der Plainemorte; die Bewegungs- und Fallrichtung der Schichtunterlage war nach S gerichtet. Der Trümmerstrom ergoß sich dann mit 60° Ablenkung nach rechts durch das Rhonetal hinab. Im flachen Rhonetalboden liegen seine Reste von Pfin bis Crône noch auf 14 km Länge. Der Sturzhaufe ist aber viel stärker durch Erosion zerstört als der Flimser. Von Sierre bis Crône ist er aufgelöst in eine Tomalandschaft. Viele der einzelnen Hügel sind angeschnitten von höheren Terrassen mit Rhonealluvionen; noch zahlreichere tragen scharf begrenzte Kappen bis 14 m mächtiger Rhonegletschermoränen (Bergsturz interglazial). Zuerst hat der Bergsturz durch Hinterfüllung eine Talstufe von über 100 m Höhe erzeugt, und während dessen Durchsägung hat der oberhalb anliegende Schuttkegel des Illgrabens die stauende Rolle übernommen und fortgesetzt. Die Stauung reicht bis über Brig. Die Stromschnelle der Rhone ist durch die Kraftanlage von Schippis ausgenützt.

Die Stadt Leuk steht auf den Trümmern eines großen Felsrutsches, der vom Guggerhubel 2193 m bis an die Rhone reicht, die seinen Fuß anschneidet. Die Felstrümmer bestehen aus einem grünen Augittuff, der hier in lokaler Verbreitung

die oberste Platte des Malm unter dem Valangien bildete. Die anstehenden Vorkommnisse des Augittuffes sind sehr beschränkt im Vergleich zu dem daraus entstandenen Trümmerfeld. Rhonetalmoränen liegen auf dem Bergsturz; er ist interglazial.

Ein Doggerfelsrutsch hat sich an der Ostseite des Bellalui abgelöst. Auf den Terrassenwellen im unteren Teile des 4 km langen Trümmerstromes liegt das Dorf Randogne ob Sierre. Die Rhonetalmoränen werden vom Trümmerstrom überdeckt (postglazial prähistorisch).

Ein Triasfelsrutsch unter Montana hat einen Trümmerstrom erzeugt, der ebenfalls die glaziale Auskleisterung der Rhonetalgehänge überfahren hat.

Unter den historischen Bergstürzen des Gebietes ist der Felssturz der Diablerets der bedeutendste. Sein Abriß bildet etwa 800 m E des höchsten Diableretsgipfels an der ca. 3000 m hohen Kante eine Nische oder Kerbe in flach SE fallenden Schichten. Der Abriß war also Querbruch an den Schichten, der Absturz nicht von der Schichtlage geführt, d. h. echter Felssturz. Von dieser Stelle gegen S hinab ist ein ganzes Couloir aus der Wand herausgebrochen. Steinschläge waren hier schon früher häufig. Nach mehreren Tagen anhaltenden unterirdischen Getöses ging ein erster großer Sturz am 24. IX.(?) 1714 nachmittags 2—3 h ab. Er verschüttete ausgedehnte Weiden, 120 Hütten, tötete 15—18 Menschen, 100 Stück Groß- und viel Kleinvieh. Ein zweiter, offenbar noch viel größerer Absturz fand am 23. VI. (Tagesangaben nicht übereinstimmend) 1749 statt. Menschen hatten sich, die Vorzeichen verstehend, rechtzeitig mit ihrem Vieh geflüchtet, mit Ausnahme von 5 in einer Säge beschäftigten Männern. Weitere 40 Alphütten wurden zerstört. Schon Ebel bezeichnet das Ablagerungsgebiet als „Steinstrom", und tatsächlich bietet es das Bild eines erstarrten Stromes. Auch hier: keine Streuung, scharfer steiler Rand, Fluidaltextur besonders in den Randgebieten durch Wechsel verschiedener Gesteinsarten in großen Blöcken und langen Reihen, mit Streifen von feinerem Material und Ton dazwischen, letztere jetzt mit Bäumen und Sträuchern bewachsen. Der Steinstrom ist in der Mitte aufgewölbt und in bogenförmige Querwälle geteilt. Wie ein Gletscher windet er sich durch den gekrümmten Talweg, aber jeweilen, weil viel schneller, viel stärker als ein Gletscher hinaufbrandend an der Bergkulisse, die ihn zu einer Richtungsänderung zwang. Der Trümmerstrom von 1749 bildet einen Damm vor der Mündung des Tälchens von Derborence und staut dessen Wasser zu dem See gleichen Namens auf. Wie bei allen größeren Bergstürzen, so finden sich auch hier noch eine Anzahl kleiner Seen (etwa 12) im Trümmerstrome zwischen seinen erstarrten Wogen.

Der primäre Absturz war ca. 1000 m hoch gegen S gerichtet. Bei ca. 2100 m Höhe prallt die Masse auf den Grat N Cheville und wird aus ihrer Richtung um ca 40—50° nach links abgelenkt. Der Bergsporn N Véronet steht im Wege. Die rechtsseitige Hälfte des Trümmerstromes brandet hoch daran empor, und die ganze Strömung wird noch mehr links gegen E gewendet. Es folgt abermaliges Aufbranden an den Felsen auf der Ostseite des Tales, Ablenkung nach rechts und Entwicklung eines schmalen Stromes geradlinig bis hinaus zu den Hütten von Besson bei 1200 m.

Die Dimensionen sind nach Fr. Becker (Jahrb. des S. A. C. XVIII) folgende: Gesamte Bergsturzfläche ca. 5 $km^2$, davon entfallen 2,2 $km^2$ auf den Trümmerstrom im flachen Talboden. Mittlere Dicke des Trümmerstromes 25 m (vielleicht zu viel geschätzt?), Volumen ca. 50 000 000 $m^3$ (= beinahe 5 mal so viel als der Bergsturz von Elm). Maximale Breite des Stromes 1,5 km, im unteren Teil noch 500—200 m. Länge des Trümmerstromes 5,7 km, wovon 3 km scharf begrenzt auf flachem, etwa 5° oder 10% talauswärts fallendem Talboden. Die Höhe von Abrißnische und Sturzbahn beträgt zusammen 1450 m. Der folgende Ablagerungsstrom reicht weitere 350 m tiefer. Die Ge-

samtböschung vom oberen Anrißrand an das untere Ende des Steinstromes beträgt $20^1/_2°$. Diese steile Gesamtböschung trotz der großen Fallhöhe und dem großen Volumen der Sturzmasse ist verursacht durch das mehrmalige Aufbranden und Ablenken, das viel lebendige Kraft aufgezehrt hat. Noch sind die Trümmer frisch, die Bewachsung gering.

Der Bergsturz der Diablerets zeigt wiederum schlagend, daß bei großer Sturzmasse und großer Geschwindigkeit die Bewegung der Trümmermasse dem Strömen einer Flüssigkeit ähnlich wird, daß bei rasender Eile sich ähnliche Gestaltung ausbilden kann wie bei langsamer Bewegung (Gletscher, Lavastrom); ferner, daß trockener Bergsturz die gleichen Muhrgangformen annimmt wie ein wässeriger Schuttbrei (Sörenberg, Lammbach). Nur das Aufbranden nimmt mit der Geschwindigkeit stark zu.

Am 26. VIII. 1835 fand ein kleinerer Felssturz an der Südseite der Pointe de l'Est an der Dents du Midi statt. Die Trümmer stürzten auf den Gletscher und schürften ihn z. T. mit. Es entwickelte sich ein schwarzer Schlammstrom mit darin schwimmenden Blöcken, der sich durch die Gorge de St. Barthélemy wälzte und den Schuttkegel von Bois-noir bis nahe an die Bäder von Lavey übergoß.

Am 15. I. 1906 begann eine Schuttrutschung oberhalb Chamoson (Wallis) (Schardt, Bull. Soc. Murithienne d. Sc. nat. Valais 1907).

Die bewaldete Schuttmasse zweier Nischen am Fuße der Felswände des Haut de Cry, auf Oxford und Doggerschiefern gelagert, geriet nach starker Schneeschmelze langsam und lautlos in Bewegung — bald $2-2^1/_2$ m pro Stunde, dann sich verlangsamend und am 26. I. fast beendigt. Zirka 750000 $m^3$ waren um 200 m tiefer und 300 m vorbewegt. Nun aber wurde vom 28. I. ab von der Last der auf eine Moränenterrasse vorgerückten Schuttmasse die unterliegende Moräne in großem Wulst vorgepreßt und dadurch die 50 - 60 m tiefe Rinne des Baches von St. André abgeschlossen. Diese Terrainbewegung wird auf 5—6 Mill. $m^3$ geschätzt. Glücklicherweise war die Angst der Bewohner, ganz Chamoson werde verschüttet, irrtümlich; denn bald kam in der Hauptsache alles zum Stillstand. Die Korrektionsarbeiten vom März und April haben den Wassern unschädlichen Abfluß gesichert.

Von Wildbächen aus den helvetischen Westalpen sind wiederum diejenigen der Flyschgebiete und der Zonen von Oberjura bis Unterkreide die veränderlichsten.

## Die Sattelzone (Zone des Cols).

### Allgemeines.

Zwischen der felsigen Front der helvetischen Decken mit ihren Schrattenkalk- und Kieselkalkwänden einerseits und den scharf durchfurchten „Flysch"-Gräten der Niesenkette (Niesen—Albristhorn—Tornettaz) anderseits zieht sich eine zurückgewitterte, aus leicht zerstörbaren Schichten bestehende, sanft hügelige Zone von einigen Kilometern Breite. Sie ist viermal von nach NW sich öffnenden Quertälern durchschnitten (Simme, Lauibach, Saane, Grande Eau), welche durch Längstäler und Sättel miteinander verbunden sind. So gelangt man im Streichen von der Kander bei Frutigen durch das Engstligental (Adelboden) über den Hahnenmoospaß 1937 m nach Lenk, dann über den Trüttlisbergpaß 2040 m nach Lauenen, die Krinnen 1660 m nach Gsteig, den Col de Pillon 1546 m nach Ormont, den Col de la Croix 1735 m nach der Gryonne und Rhone. Mit Recht wird daher diese Zone als Sattelzone, „Zone des Cols" bezeichnet. Die andere Benennung dafür, „Préalpes internes", hat schon zu vielen Mißverständnissen geführt.

In tektonischer Hinsicht rechnen wir zur Sattelzone, was über der Wildhorn-D. und unter der Niesendecke liegt.

Seit Escher (Bl. XVII 1:100000, 1870) und Renevier haben sich mit der Sattelzone beschäftigt: Schardt, Quereau, Ch. Sarasin, Collet, Lugeon, Rössinger, Bernet, Rothpletz, Arnold Heim. Erst durch die Deckentheorie ist es möglich geworden, das unerhörte stratigraphische und tektonische Chaos teilweise zu entwirren. Schardt (B. S. Vaud. sc.

nat. 1898) hat zuerst mit aller Schärfe die Ansicht geäußert, daß die „Préalpes internes" von S her überschoben sind und unter den Préalpes hindurch mit den „Préalpes externes" in Zusammenhang standen. Dann machte Lugeon die wichtige Entdeckung, daß die Kreide, das „Néocomien à Céphalopodes" von Renevier und die Juramassen der Sattelzone mit der Nappe du Mont Bonvin-Plainemorte zusammenhängen und somit im Rhonetal wurzeln (C. R. Ac. Sc. 1901), und ferner, daß die Niesenflyschzone im Sinne von Argand penninischer Herkunft ist (C. R. Ac. Sc. Nov. 1914). In verschiedenen Kontroversen hat er die irrtümlichen Darstellungen von Sarasin und Collet (Zone des Cols, Archives 1906) berichtigt.

Lugeon („Beiträge" 1918) unterscheidet innerhalb der Sattelzone drei Deckeneinheiten mit folgender Wurzelordnung von N: 1. die Plainemorte-D. (Kreide), 2. die Bonvin-D. (Jura und Tertiär), 3. die Laubhorn-D. (vorwiegend Trias und Lias).

Die letztere haben wir (S. 261) zur Oberlaubhorndecke (nach dem Oberlaubhorn 2003 m bei Lenk) umgetauft, da das Laubhorn 1550 m nach Lugeon selbst der Bonvindecke angehört.

### Engstligental.

Wir beginnen die Beschreibung der Sattelzone im NE, wo die Verhältnisse am klarsten und dank der Arbeiten von E. Bernet (La Zone des Cols entre Adelboden et Frutigen, Eclogae 1908, mit geol. Kärtchen 1:50000) und Lugeon („Beiträge" 1918) am besten bekannt sind. Die ultrahelvetischen Decken nehmen hier den 3 km breiten Raum zwischen Geilsbach-Engstligen im NW und der Hochalpenmauer (Wildhorndecke) im SE ein. An Stelle der nach SW einfallenden Gollitschen-Kirchhornmulde (vergl. S. 444), diese füllend, folgt das Metschhorn 2233 m, ein Felsvorsprung aus Malmkalk, der in Form einer liegenden Mulde von mächtigen Oxfordschiefern umhüllt wird. Untersucht man den sanften, teilweise von Moränen bedeckten Weidehang gegen den Engstligenbach genauer, so findet man noch weitere Fetzen von Malmkalk, aber auch Einlagerungen von Wildflysch im Oxfordschiefer. Sodann wird an der Brandegg das Oxford normal von Dogger (Lias bei Bernet) unterlagert. Diese Juramassen Metschhorn-Bonder gehören nach Lugeon zur Bonvindecke. Nun treten aber noch andere Elemente auf: a) zwei kleine Aufschlüsse von Triasdolomit und Quartenschiefer am Lochbach; b) einige Rudimente von Oberkreide (Elsigen, Holzberg), die nach Lugeon nur als Schuppen der Plainemortedecke gedeutet werden, weil der Bonvindecke die Kreide stratigraphisch fehlt.

Im Talgrund kommt die Stirn der Wildhorndecke wieder zum Vorschein und wird vom Engstligenbach im „Pochtenkessel" durchschnitten, so daß hier die ultrahelvetische Schubmasse zwischen dieser und der mit Trias beginnenden Niesendecke fast weggeklemmt ist.

Weiter nach SW, bei Wildi, ist der Dogger, besonders Eisensandstein (Bonvin-D.) in großer Mächtigkeit angehäuft. Zwischen diesem und dem Eocän der Wildhorndecke ist auch noch eine rückgestülpte Lamelle von Wangschichten (Plainemorte-D). eingeklemmt. Im mittleren Teil, am Geilsbach, liegt mächtiger Wildflysch mit Malmkalkschürflingen. Der NW-Rand der Sattelzone von Adelboden ist schon von weitem erkennbar durch eine zwar unterbrochene hellgraue Felswand (Hörnli, Fluh, Gilbachegg) aus Malm (Bonvin-D.), der normal von Oxford unterlagert, von Trias und Niesenflysch der Niesen-D. überschoben wird.

## Lenk.

Die vollständigste Entfaltung erreicht die Sattelzone im Quereinschnitt des Simmentales bei Lenk in einer Breite von 6 km, wo sie von Sarasin und Collet mißverstanden, von Lugeon großenteils richtig kartiert wurde. Die Komplikationen erscheinen selbst für einen erfahrenen Alpengeologen ungeheuer. Vor keinem anormalen Kontakt und auf keinem Schritt fühlt man sich sicher. Wir können nur einige besonders instruktive Teile besprechen.

Die Wasserscheide zwischen Simme und Adelboden läßt etwa folgendes Querprofil erkennen, von SE, der überliegenden Falte des Ammertengrates (Wildhorn-D.) vorgelagert: Keil von Seewerkalk (Leimernsch.), graue glimmersandige Mergel mit Fucoiden (Bajocien?), mächtiger Eisensandstein des Pommerngrates, mehrfach von Wildflysch unterbrochen. Dann erhebt sich das Regenbolshorn 2195 m. Es besteht aus zwei W fallenden Malmschuppen (Fig. 156), wobei in der unteren die Wangschichten auf dem Kimmeridge transgredieren (vergl. S. 319), also doch obere Kreide der Bonvin-D.! Weiter NW folgen glimmersandige Schiefer und Kalke unbekannten Alters, Wildflysch mit exotischen Blöcken, Dogger, Wildflysch, Rauhwacke, Rötidolomit (Metschstand), Seewerkalklamelle, die am Metschstand 2109 m auskeilt, sich gegen N neigend aber weitet, und Amdenerschichten, sowie ausgedehnte Wangschichten (P. 1989) aufnimmt (Plainemorte-D.). Am Metschstand 2098 m folgt abermals Trias, dann gegen den Hahnenmoospaß darüber Dogger, Wildflysch, Lias, Rauhwacke, Flysch, Rauhwacke und Gips, darüber der Niesenflysch des Laveygrates (Niesendecke).

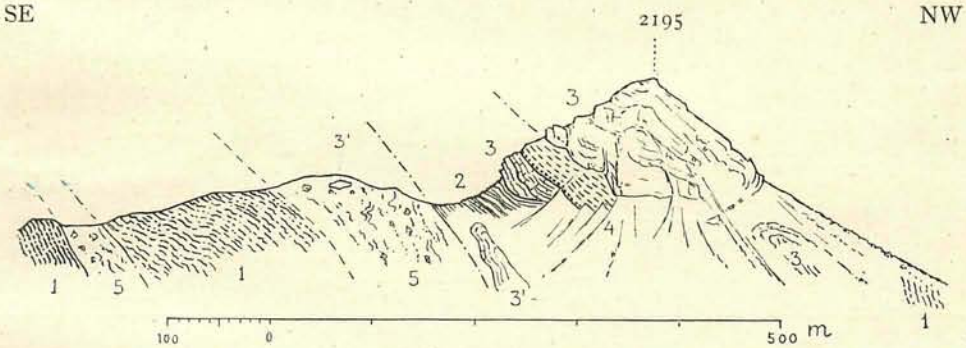



Fig. 156. Profilansicht des Regenbolshorn, nach Arn. Heim (Eclogae 1920).
1 = Eisensandstein, Aalénien; 2 = Schiltschichten, Argovien; 3 = Malmkalk; 4 = Wangschichten transgressiv; 5 = Wildflysch.

Die Gehänge der Simme ermöglichen diesen Wirrwarr teilweise zu ordnen. Im Talhintergrund erscheint zunächst als Fenster ein zerhacktes Gewölbe aus Schratten- und Nummulitenkalk der Wildhorndecke (Käliberg), darüber bei Stalden die Kreide („Barrémien à Orbitolines") der Plainemorte-D., darüber das Laubhorn 1550 m, das aus 2—3 SE fallenden Schuppen von Oxford und Malmkalk der Bonvin-D. besteht. Diese setzen sich, vielfach zerrissen, unter dem Oberlaubhorn 2008 m hindurch fort und werden dort überlagert von Wildflysch, dann Triasdolomit und mächtigem Lias bis zum Gipfel, welcher eine deutlich sichtbare, nach N geöffnete Muldenumbiegung beschreibt. Daß das Oberlaubhorn einer dritten,

höheren, 3—5 km weit rückwärts eingewickelten Schubdecke in der Sattelzone angehört, ist nicht zu bezweifeln (Fig. 157).

Dem Oberlaubhorn entspricht auf der gegenüberliegenden Talseite der Lias des Metschhorns mit dessen verkehrt muldenförmiger Umhüllung von Trias, die bis zum Metschstand hinaufreicht. Wie in der Wildhorn-D., so zeigt sich auch in der Oberlaubhorn-D. ein Axensteigen nach SW.

Nach NW setzt sich die Schuppenzone der Bonvin-D. bis Lenk fort. In kleinen Flühen tritt aus den hügeligen Weiden immer wieder ihr Malmkalk hervor, daher die Namen Fluh, Flühli, Balmen, Seefluh. Ihre Schichtlage ist auffallenderweise zu W- bis sogar SW-Fallen, dem normalen Axenfallen entgegen, verdreht, so daß der Nummulitenkalk der Wildhorndecke beim Seelein östlich unter dem Malm der Bonvin-D. hervortritt. Der ammonitenreiche Knollenkalk des Sequan von Lenk-Halten zeigt durch sein Südfallen von 60°, daß die Nummulitenstirn der Wildhorndecke im Sinne von Lugeon von der Bonvin-D. umwickelt wird.

Besser als Worte können Fig. 157, sowie Coupe 7 Pl. VII im zitierten Werk von Lugeon eine ungefähre Vorstellung der außerordentlichen Verschuppung und Deckenverknetung geben.

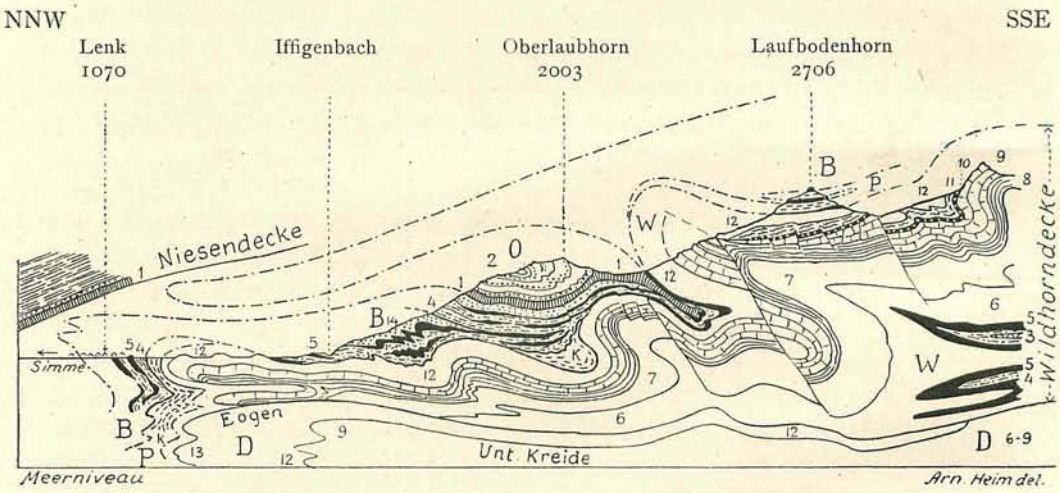



Fig. 157. Profil durch die Sattelzone bei Lenk im Simmental, vorwiegend nach Lugeon, 1:75000.

D = Diableretsdecke; W = Wildhorndecke; P = Plainemortedecke; B = Bonvindecke; O = Oberlaubhorndecke; 1 = Trias; 2 = Lias; 3 = Dogger; 4 = Oxford-Argovien; 5 = Malmkalk (schwarz); 6 = Zementsteinschichten und Valangien; 7 = Hauterivien-Kieselkalk; 8 = Drusbergsch.; 9 = Schrattenkalk; 10 = Gault; 11 = Seewersch.; 12 = Eocän, Nummulitenkalk; 13 = Taveyannazsandstein der Diableretsdecke; 14 = Wildflysch in der Bonvindecke (punktiert).

## Lenk bis Col du Pillon.

Zwischen Lenk und Lauenen erreicht die Sattelzone im Rothorn 2277 m, einer sanften Pyramide aus Wildflysch in Oxfordschiefer, getragen vom Eocän eines neu auftauchenden Gewölbes der Wildhorn-D., ihre höchste Erhebung. N davon trifft man im Juraschiefer, NW einfallend, mehrfach wiederholte Lagen von Trias, Jura und Flysch übereinander. Die bedeutendste derselben bildet den Stüblenen 2108 m, der schon aus der Ferne durch seine weißen, auf mehr als 1 km² ausgedehnten An-

risse von Gips auffällt. Lias-Spatkalk und Liasschiefer (Posidonienschiefer) sind charakteristisch für die nächst höheren Schuppen.

Die gleichen Zonen wiederholen sich zwischen Lauenen und Gsteig: dem Rothorn (Bonvin-D.) entspricht der Wallis Windspillen 1986 m, dem Stüblenen der Gips SE Krinnen. Allein diese Trias - Liaszone ist selbst wieder zergliedert durch Einschaltungen von Wildflysch mit brecciösen Nummulitenkalken, kristallinen exotischen Blöcken und Schürflingen von Trias, Lias, Malm (so bei Trüttlisberg, Brandsberg usw. vergl. Lugeon et Rössinger, Haute Vallée de Lauenen, Archives, Genève 1901).

Für das Gebiet SW Gsteig fehlt noch jede neuere Kartierung, und man ist auf die Beschreibungen von Renevier („Beiträge" 1890), Sarasin et Collet (Chamossaire, Archives, Genève 1907), Ch. Sarasin (Zone des Cols entre Rhône et Grande Eau, Archives 1915) angewiesen, die zwar manche wertvolle Beobachtung enthalten, aber die ungeheuren Komplikationen noch lange nicht restlos entwirren. Wie schon Bl. XVII 1 : 100000 von Ischer im großen richtig darstellt, läßt sich die mächtige Trias-Schubmasse (Gips und Rauhwacke) vom Stüblenen über den Col du Pillon und den Col de la Croix verfolgen (Pillondecke).

### Einwicklung von Pas de Cheville.

Wir treten nun vor eine der auffallendsten Deckeneinwicklungen der Alpen. Im großen und ganzen hat Renevier schon 1875 die für ihn rätselhaften Verhältnisse richtig kartiert, die 26 Jahre später von Lugeon aufgeklärt wurden.

Zunächst läßt sich die Trias um den Taveyannazsandstein der Diableretsstirn herum verfolgen. Zwischen diese beiden schiebt sich aber noch eine weithin verfolgbare, stellenweise zerrissene Lamelle von Kreide ein, die nach Lugeon den oberen Ausgang des berühmten „Néocomien à Céphalopodes" bedeutet (vergl. S. 261).

Die Hauptmasse dieses „Néocomien" zieht sich NE von St. Maurice in breiter Zone über Les Plans zum Pas de Cheville und besteht aus Oxfordschiefern (Croix de Javernaz), Malmkalk (Bovonnaz), Neocom in allen Stufen von Berrias bis Aptien und Wildflysch, in noch ungezählten Falten und Schuppen übereinander. Im Wildflysch, welcher das Eocän der Morclesdecke umgibt (Les Plans—La Mottaz) findet Lugeon auch dichte eocäne Foraminiferenkalkbänke, Nummulitenkalke, Seewerkalk mit Inoceramen und Lamellen von Wangschichten mit ihren typischen „Serpeln" (Lugeon, B. S. Vaud. sc. nat. 5. Nov. 1919). Daß diesem „Néocomien" auf dem Rücken von Bovonnaz noch Trias-Rauhwacke obenauf sitzt, mußte Renevier unbegreiflich bleiben.

Gegen NE keilt nach Renevier der Wildflysch von Les Plans (mit großen Linsen von Sandstein und kreideartigen Kalken) aus, so daß das „Néocomien" an der Tour d'Anzeindaz unmittelbar auf dem Eocän des nordöstlich untertauchenden Eocän der Morclesfalten aufliegt.

Die letzte Überraschung bringt die Trias des Zirkus von Derborence. Renevier hielt sie für das normale Liegende von Diablerets und Mont Gond, durch eine krumme Vertikalverwerfung von den Falten der Morclesgruppe abgeschnitten. Lugeon zeichnete sie 1901 (B. S. G. F. Fig. 3) als Kern der Diableretsdecke.

Später (Livret-Guide des Excurs. IX. Congrès intern. Géographie, Genève 1908, Fig. 1) skizziert er sie als direkt von S her unter der Diablerets-D. nach N geschleppte Zwischendecke. Dann folgt seine neueste Aufklärung (C. R. Ac. Sc. Paris, Juillet 1909): Über dem Néocomien von Derborence liegt Wildflysch mit exotischen Blöcken (vergl. S. 350), der in direktem Kontakt eine mächtige Masse von Rauhwacke und Gips einhüllt. Die Trias läßt sich nach S verfolgen bis Besson an der Lizerne, wo sie schließlich direkt den „schistes nummulitiques" der Morclesdecke aufruht, aber wieder von Wildflysch bedeckt wird, dem seinerseits die Diableretsdecke mit Doggerbasis aufgeschoben liegt. Wie das Néocomien, wenn auch einer höheren Schubdecke der Sattelzone (Pillon - D.?) angehörend, ist also auch die Trias von Derborence rückwärts unter die Diablerets - D. eingewickelt, und zwar auf 10 km Schubbreite! (Fig. 148). Auch diese Einwicklung lehrt, daß sich die Diablerets-D. noch später und von der Morcles-D. unabhängig über diese hinweg nach N bewegte.

Bex, Chamossaire.

Wohl am schwierigsten zu entziffern ist schließlich das Gebiet des seiner Aussicht wegen berühmten Chamossaire 2116 m, schon wegen der ausgedehnten Moränenbedeckungen. Das Neueste bietet unser nach Sarasin und Beobachtungen von A. Jeannet entworfenes Prof. 13 Taf. XXI.

Von Aigle an setzt sich nach Jeannet die Trias der Préalpes médianes (Klippendecke) nach S fort über den Inselfels von St. Triphon (Muschelkalk) und bis zur Gryonne bei Antagne, wo sie anscheinend muldenartig endigt, 5 km weit rückwärts in Niesenflysch und Gips der Sattelzone eingewickelt. Über der kolossalen Gipsmasse von Bex, die den Montet bildet, folgt an der Gryonne Flysch, dann Trias, Lias, wieder Trias, Lias mit Ammoniten, dann nördlich Arveyes nach Sarasin eine normale Schichtfolge von Dogger mit Ludwigia Murchisonae und Stephanoceras Humphriesi, Oxford und Spuren von Malmkalk. Als Mantel um den Chamossaire breitet sich Flysch mit Breccien, aber auch mit Bänken von Lithothamienkalk mit Nummuliten, worunter N. Brongniarti des Mitteleocän (Ensex, Meilleret). Daß die Gipfelkappe aus Liasbreccie der Hornfluhdecke besteht, die vermittelst einer dünnen Triasbasis dem Flysch vom Niesentypus aufgeschoben ist, hat zuerst Sarasin erkannt (Taf. XXI).

Im Gips von Bex eingelagert findet sich auch das Steinsalz der ältesten Saline der Schweiz (vergl. Bd. 1 S. 462, Bd. 2 S. 275). In der Tiefe besteht das Gestein aus grauem, kristallin körnigem Anhydrit, welcher Bänke von Dolomit, Rauhwacke, grünem Mergel und Sandstein, sowie 20 bis 40 m dicke, meist steil stehende Linsen von Breccie aus zerriebenem Anhydrit und Dolomit mit Steinsalz als Bindemittel einschließt. Gelegentlich findet man an Stelle des Steinsalzes kristallinen Selenit. Die Salzbreccie enthält 25—30% Kochsalz, das durch Auslaugung im Bergwerk und Eindampfen gewonnen wird. Die Stollen reichen über 3 km weit in den Berg hinein bis unter Arveyes und haben eine Länge von insgesamt über 40 km (H. Schardt, Structure géol. de Bex, Archives, Genève 1896 und Geograph. Lexikon der Schweiz).

Wie setzt sich nun die Sattelzone weiter nach SW fort? Bekanntlich fehlt auf der W-Seite der Rhone das „Néocomien à Céphalopodes", wie auch die mächtige Niesenflyschzone dort verschwunden, d. h. weiter südlich zurückgeblieben oder tektonisch durch die höheren Decken des Chablais weggeschürft ist (Taf. XXI Prof. 14).

Und doch sind noch Reste erhalten, wie vor allem der Culet 1966 m bei Champéry auf der NW-Seite des Val d'Illiez, den Lugeon 1896 (Bull. Serv. Carte géol. France) in 1 : 50 000 kartiert und 1901 (B. S. G. F. pl. XV fig. 1) im Profil gezeichnet hat: Über dem autochthonen Flysch folgen Schuppen von Oberkreide, Flysch, Malm, Dogger, Lias, zuoberst wieder Oberkreide, vielleicht eines höheren Deckensystems.

### Rückblick.

Wir haben gesehen, daß die Schubmasse der Sattelzone zwischen Wildhorn- und Niesendecke aus wenigstens 4 Schubdecken besteht, die in sich selbst oft vielfach verschuppt, verfaltet, alle vier noch ineinander verknetet und um die Stirn der Wildhorn-Diablerets-Decke herum bis auf 10 km rückwärts eingewickelt sind. Oft wechseln die Formationen Schritt für Schritt, indem das eine Terrain durch plötzliches Auskeilen und Anschwellen von einem andern abgelöst wird. Die Komplikationen spotten jeder Beschreibung und zeigen schon an und für sich, daß ein solches tektonisches Haufwerk niemals als autochthon, sondern nur als Schürfmasse von Schubdecken erklärlich ist. Daß die tieferen Einheiten mit Jura, Kreide und Wildflysch der Bonvin-Plainemorte-Decke angehören, die im Rhonetal wurzelt und ultrahelvetisch ist, kann nach den Forschungen von Lugeon nicht mehr bezweifelt werden. Es frägt sich aber noch, ob die Oberlaubhorndecke und die vorwiegend aus Trias und Lias bestehenden Schuppen unter der Niesendecke noch als ultrahelvetisch bezeichnet werden dürfen. Schon 1901 schreiben Lugeon und Rössinger, daß der nördliche Teil der Sattelzone, welcher durch Echinodermenbreccien und Schiefer des Lias und Dogger charakterisiert ist, von der Niesenflyschzone nicht abzutrennen ist, und in seinen Profilen („Beiträge" 1914 Pl. VII) verbindet Lugeon die Trias der Niesenbasis mit derjenigen des Oberlaub- und Metschhorn. Arnold Heim (Eclogae 1920) beobachtete zwischen der Trias der Niesenbasis NE ob. Lenk und dem hangenden „Flysch", den er als Lias (Bündnerschiefer) deutet, einen unmittelbaren stratigraphischen Zusammenhang, und schloß daraus, daß das Trias-Lias-Gebiet der Sattelzone bereits den penninischen Decken angehört. Allein über jenem Liasschiefer folgt abermals Trias, und erst darüber die gewaltige Masse echten Niesenflysches.

Auf der tektonischen Übersichtskarte (Taf. XXVI) ist die Trias-Lias-Deckenmasse der Sattelzone (Oberlaubhorndecke) noch als helvetisch (ultrahelvetisch) angenommen. Die Bezeichnung „préalpin" als Fazies- und Deckenbegriff, die schon so oft zu Verwirrung geführt hat, sollte von nun an aus der Literatur verschwinden, nachdem wir wissen, daß darunter Elemente aller drei Deckensysteme der Alpen (helvetisch, penninisch, ostalpin) einbezogen wurden.

Nur systematische stratigraphische und tektonische Untersuchungen durch geübte Geologen, mit Detailkartierung, können über die noch schwebenden Fragen klaren Aufschluß bringen. Die Sattelzone zwischen Adelboden und Bex ist vor allem bestimmt, neue Aufklärung über das stratigraphische Übergangsgebiet von der helvetischen zur penninischen Fazies zu bringen, denn in dieser Zone sind die Sedimente weniger metamorph als im Wallis und die Fossilien oft erhalten geblieben. Näheres über die höheren Schuppen der Sattelzone folgt im Abschnitt Penninisches Deckengebirge, Niesendecke.

## Die Externzone („Zone externe des Préalpes").

Bl. XVII, 1:100000, geol. (E. Favre) 1870 und Bl. XII (Gilliéron) 1879.
E. Favre et H. Schardt, Préalpes, „Beiträge" Lfg. 22, 1887.
V. Gilliéron, Alpes de Fribourg et Monsalvens, „Beiträge" Lfg. 12, 1873 und Lfg. 18, 1885.
H. Schardt, Environs de Montreux, Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 1893.
Ch. Sarasin, Formations infracrétaciques Pléiades-Corbettes-Niremont, Archives, Genève 1901.
Arnold Heim, Zur Geologie des Mont Bifé (Monsalvens), Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich 1920.

H. Schardt hat als erster erkannt und eifrig verfochten, daß die Flyschzone am westlichen Alpenrand von den Voirons östlich über die Pléiades (= Playaux) und Berra bis zum Gurnigel diskordant auf das Molassevorland überschoben ist und ihrerseits von der überschobenen Triasbasis der großen Schubmasse der Préalpes médianes überlagert wird. Wie die Sattelzone ist diese Außenzone (Préalpes externes = Préalpes bordières") ultrahelvetisch (Bonvin-Plainemorte-D.), vielleicht aber auch noch teilweise penninisch, und stratigraphisch wie tektonisch grundverschieden von den SE aufliegenden Voralpen, die als Préalpes médianes bezeichnet werden.

### Arve bis Sarine.

Östlich Genf erhebt sich der lange, S-N streichende Rücken der Voirons. Er besteht nach der französischen Karte 1:80000, Blatt Thonon, wie nach dem schweiz. Blatt XVI 1:100000, 1899, aus E fallender Molasse. Nach Schardt (1898) und Lugeon (1901) gehören aber jene Mergel mit Sandstein und Konglomeraten zum Flysch. Dieser schließt am W-Abhang der Voirons verschiedene Schuppen von Neocom und Malm ein.

Im tiefen Einschnitt des Rhonetals zwischen Bouveret und St. Gingolph ruht nach Schardt die Schubdecke der Préalpes médianes mit ihrer Triasbasis direkt auf der Molasse, ebenso wie bei Monthey—Val d'Illiez (Taf. XXI Prof. 14). Die Externzone ist also auf dieser Strecke in der Tiefe unter den Préalpes vollständig weggeschürft, „totalement laminée"!

In ausgezeichneter Weise läßt sich auf der gegenüberliegenden Talseite verfolgen, wie die Externzone nach N, d. h. alpenauswärts, keilförmig anschwillt. Montreux liegt auf einem Schuttkegel an der Überschiebungsgrenze der Préalpes médianes (Trias) auf Flysch der Zone externe, der nördliche Teil auf ultrahelvetischem Neocom (Hotel Suisse), das seinerseits wieder auf Flysch ruht. An den Pléiades 1364 m (Barrémien) bildet die Externzone bereits orographisch eine selbständige Bergkette, die sich in den Flyschbergen Corbettes 1408 m und Niremont 1514 m fortsetzt, wo die Breite zwischen Moléson und Semsales schon auf 6 km und die Mächtigkeit auf einige Kilometer an Stelle von wenigen 100 Metern bei Montreux angestiegen ist. Am W-Abhang der Pléiades erscheint im Neocom als Felswand ein Kern von Malmkalk (Schardt 1893). Nach den Arbeiten von Sarasin (l. c. 1901) und E. Gagnebin (Tectonique des Pléiades et problème du Wildflysch, B. S. Vaud. Sc. n. Avril 1917) handelt es sich aber um Schuppen, von unten: 1. Wildflysch mit Fetzen von Malm und Oberkreide (Chevalleyres), discordant auf Molasse, 2. Berrias bis Barrémien, 3. Spuren von verkehrtem Berrias, darüber Malm bis Barrémien, welches den mächtigen Flysch trägt.

Die schönsten Aufschlüsse bietet die Veveyse bei Châtel St. Denis. Über dieses Gebiet bis Montreux ist eine vieljährige monographische Bearbeitung durch E. Gagnebin nahezu abgeschlossen.

Châtel liegt noch auf ca. 50° SE fallender Molasse-Kalknagelfluh, die leicht diskordant unter die „Zone externe" einsticht, während die 4 km breite rote Molasse von Vevey bereits unter Pléiades-Corbettes verdeckt ist (vergl. Bd. I S. 187). Nach Beobachtungen unter Führung von E. Gagnebin liegen nun nach E mit durchschnittlich 30—40° ESE-Fallen folgende Schuppen oder Teildecken in ultrahelvetischer Fazies übereinander (Taf. XXI Prof. 13 ist schematisch vereinfacht, weil weiter S durchgehend):

1. Flysch, schwarze und grüne Mergel (Oberkreide ?).
2. Erste mesozoische Schuppe (Schürfling) aus Argovien und Malmkalk, darüber gequälter Flysch: schwarze, bräunliche und grüne Mergel mit Kalklinsen (Oberkreide?).
3. Zweite Schuppe als normale Serie von Argovien (prachtvolle Überschiebung) bis Barrémien (vergl. Stratigraphie S. 290, 295, 299, 301, 305) mit 20 m transgredierendem, fein glimmersandigem Flysch.
4. Dritte Schuppe aus Berrias bis Hauterivien, darüber Flysch.
5. Vierte Schuppe aus Malm und Unterkreide, welche die gewaltige Flyschmasse Corbettes —Niremont trägt.

Die zweite Schuppe ist die mächtigste, ca. 600 m dick, und läßt sich im Streichen beidseitig noch weit verfolgen. Die dünneren reichen weniger weit und werden von anderen abgelöst. An Stelle der früher angenommenen liegenden Falten besteht also in Wirklichkeit die Außenzone von Châtel aus einem Haufwerk von diskordant über die Molasse und übereinander gestoßenen Schuppen.

Bei Semsales endigen die Malm-Neocom-Schuppen, um von Oberkreide (kreidigweiße Seewerschichten und Senonmergel) ersetzt zu werden. Im Bach von La Rupaz am N-Abhang der Alpettes findet man über grauem 40° SSE fallendem Molassesandstein Flysch, dann 200 m Valangienmergel mit transgressivem (?) Flysch, Seewer- und Amdenerschichten in 2—3 Schuppen, Flysch der Alpettes. Es handelt sich also offenbar wie an den Pléiades um Schuppen aus zwei verschiedenen ultrahelvetischen Teilgebieten (Arn. Heim l. c. Fig. 20, 1920). Dazu kommt noch im Flysch am Ostrand der mächtigen Zone des Niremont auf der Alp Gros-Plané am NW-Fuß des Moléson ein isoliertes Vorkommnis von Wangschichten, die nach Gagnebin (Klippes du Gros-Plané, B. S. Vaud. Sc. n. Nov. 1917 und Déc. 1918) einer Schichtfolge von Dogger bis unterem Malm der Préalpes médianes (?) aufliegen.

### Bulle—Mont Bifé (Fig. 158).

Nun endigt unerwartet das bewaldete Flysch-Bergland. An seine Stelle tritt wie ein Loch die Ebene von Bulle mit ihren ausgedehnten flachen Hügeln aus Oxfordschiefer. Östlich der Sarine erheben sich aber wieder neue Berge derselben Externzone: der Mont Bifé 1561 m, („Massif du Monsalvens", Gilliéron) aus Malm und Kreide, sowie die Berra 1723 m aus Flysch. Dieses Gebiet hat schon 1873 durch Gilliéron (l. c). eine hervorragend sorgfältige Bearbeitung erfahren und ist für die „Geologie der Schweiz" von Arnold Heim (l. c. 1920) weiter nach neueren Gesichtspunkten untersucht worden.

Der Mont Bifé ist mit seiner Länge von 7 km und einer Breite von fast 3 km die größte zusammenhängende mesozoische Masse der Externzone, eine Art Pilatus im

Kleinen, aber zur ultrahelvetischen Schubmasse gehörend (vergl. Stratigraphie S. 295). Den klarsten Einblick bietet die steil gegen die Sarine abbrechende W-Seite des Berges. Schon von Bulle aus lassen sich bei guter Beleuchtung etwa 5 größere, vorwiegend nach N überliegende Falten von Malm mit Oxford-Argovienkern erkennen. Die mittlere (IV in Fig. 158) bildet einen prachtvollen, aufrechten Spitzbogen. Die zwei bedeutenden Gewölbe II und V setzen sich im Malmkalk mit durchschnittlich 20 bis 25° Axengefälle bis an den E-Fuß des Berges bei Cerniat fort und tauchen dort unter Neocom. Eigentümlich ist die Reduktion des Malmkalkes von 100 m auf etwa 5 m in der sonst normalen Muldenverbindung der beiden nördlichen Gewölbe. Das merkwürdigste Verhalten aber zeigt das Bifégewölbe VI, indem es am Ostgipfel 1561 m plötzlich mit 70—80° Axengefälle, so steil wie die Felswand, unter das Valangien der Alp Commun derray untertaucht, und die Mulde zwischen V und VII dessen Fortsetzung bildet. Auch die Mulden sinken nach E rascher als das Gehänge, so daß die nördlicheren vor ihrem Verschwinden unter Moräne auch noch Urgonoolith, Gault und Seewerschichten aufnehmen.

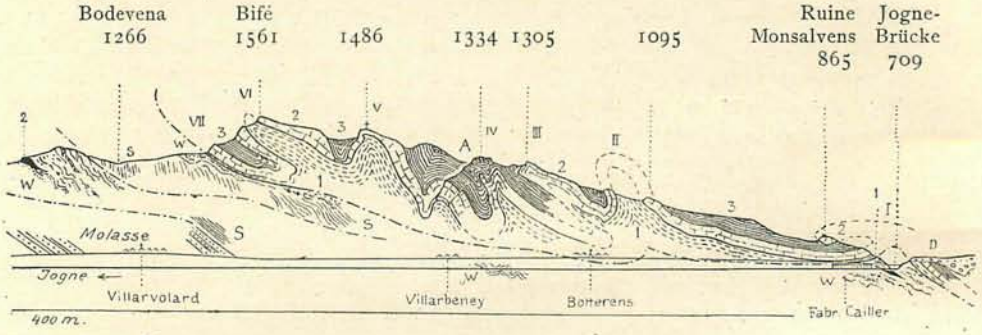



Fig. 158. Mont Bifé, 1:45000, in Parallelprojektion von W, nach Arn. Heim 1920.
— · — · — · = Überschiebungen; 1 = Oxford-Argovien; 2 = Malm (Schürflinge im Flysch schwarz); 3 = Valangien-Hauterivien; S = Oberkreide; W = Wildflysch; D = Diluvialschutt; A = Abrupt de Villarbeney.

Der N-Rand des Bifé ist durch eine Überschiebung gekennzeichnet, die an der Abrißwand des frischenBergsturzes bei der Alphütte Pessot 1210 m prachtvoll zu sehen ist. Mit glatter, konkordanter Rutschfläche von 45° SSE Fallen ist der Argovienmergel mit seinen regelmäßigen fossilreichen Kalkbänken einer keilförmigen Lage von Wildflysch aufgeschoben, der anscheinend in die mächtigen liegenden, wohl senonen Fleckenmergel übergeht. Diese Überschiebung setzt sich, zwar ohne sichtbaren Kontakt, bis zum NE-Ende des Bifé fort und kommt an seinem SW-Ende in der Schlucht der Jogne bei der Schokoladenfabrik Cailler wieder zutage: wieder Wildflysch (mit Malmschürflingen) unter Argovienmergeln. Die Ruine Monsalvens steht auf Malm, der nach Schardt (Eclogae 1920) dem Valangien durch einen schief E fallenden Bruch aufgeschoben ist (Fig. 159).

Während der Bifé an seinem NE-Ende mit 30—45° Axengefälle, stellenweise mit deutlichen Anzeichen von Längsstreckung, unter den Sandsteinflysch der Berra untertaucht, sticht an seinem SW-Ende im Gegenteil die Überschiebung auf Flysch 40—70° steil nach SW in die Luft hinaus. Der Bifé ist also ein mächtiger, in

sich schief liegend gefalteter Schürfling, aus dem Flysch der Berrazone herauspräpariert. Symmetrisch zur Jogneschlucht setzt an der Sarine der Jura wieder mit fossilreichem Dogger (Steph.-Humphriesi) und mächtigen gefältelten Oxfordschiefern (Waldhügel Bouleyres) ein. Der Flysch von Broc bildet also ein transantiklinales, sundförmiges Fenster unter der Bifédecke (Fig. 159). Noch an drei Stellen kommt in der Ebene von Bulle der Dogger zum Vorschein, am schönsten an der Trême bei Pereyre mit verbogenem, leichtem S-Fallen, während der Malmkalk in Tour de Trême isolierte klippenartige, senkrecht gestellte Felsen von N- oder E-Streichen bildet — wohl ein Zeichen des Berstens nahe der höckerigen Unterlage der ultrahelvetischen Überschiebung. So ist denn wohl das Juragebiet von Bulle als SW-Fortsetzung des Bifé zu betrachten, der hier bis auf seinen Sockel abgetragen wurde (vergl. Stratigraphie S. 285, 290).

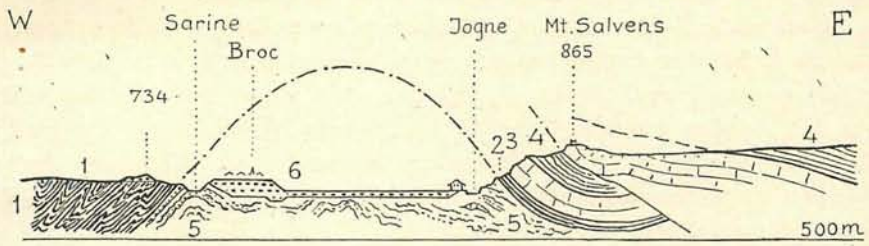



Fig. 159. Längsprofil Sarine—Monsalvens bei Broc, 1:30000, nach Arn. Heim 1920.

1 = Oxfordschiefer; 2 = Argovien; 3 = Malmkalk; 4 = Berrias-Valangien; 5 = Flysch; 6 = Diluviale Schotter.

Auf der N-Seite des Bifé hat bereits Gilliéron ausgedehnte Oberkreide kartiert. Sie gehört einer tieferen tektonischen Einheit an, auf welche der Bifé überschoben ist. Wir nennen sie nach dem senonen Sattel die Zone von Bodevena. Außer steil aufgerichteten Seewerschichten, mächtigen Leistmergeln und Wildflysch findet man in den Bächen NE Bodevena Fetzen von Unterkreide, dagegen keine Wangschichten, also ähnliche Verhältnisse wie bei Semsales. Nördlich und unter der Zone von Bodevena folgt der Flysch des Alpenrandes, einen besonderen Rücken bildend. Daß auch dieser nicht autochthon ist, bezeugen die SE darunter einfallenden Molassesandsteinbänke bei Villarvolard, und verschiedene kleinere Schürflinge, die schon Gilliéron in 1:50000 kartiert und beschrieben hat (Fig. 158). Neben solchen aus Malm und Neocom tritt bei La Chabley auch eine mehrere 100 m lange Schuppe von Seewerkalk und Granit-Nummulitenbreccie auf (vergl. S. 351).

### Berra—Gurnigel.

Mit dem Untertauchen des Bifé nach NE verbreitert sich an der Berra der Flysch auf eine mächtige Gebirgszone von 30 km Länge und 7 km Breite. Er ist im allgemeinen nach Gilliéron flachwellig gefaltet. Vom Schwarzsee, wo er im S diskordant mit steiler Fläche durch die Trias der Préalpes médianes abgeschnitten wird, fällt er auffallend ruhig mit 5—15° alpenauswärts, während er am Alpenrand

wie gewöhnlich alpeneinwärts fallend die gleichsinnig geneigte Molasse überholt (vergl. Strat. S. 351). Von Broc über Plaffeyen bis Blumenstein bildet der Rand der sanft geformten Flyschberge einen ausgesprochenen konvexen Bogen gegen die Molasse. Er rührt wohl in der Hauptsache davon her, daß die mächtige breite Flyschmasse an der Sarine im SW, im Aaretal im NE wegerodiert wurde, so daß die Molasse darunter weiter gegen die Alpen einspringend zutage kommt. NE des Bifé sind nur noch kleinere Schürflinge im Flysch bekannt, und zwar:

a) Am Nordrand.

1. An der nach NW vorspringenden Muschenegg zwischen Molasse und Flysch, 15 m gewundener Blättergips, der ausgebeutet wurde, darüber 1,5 m schwarzgrüne Mergel, 0,5 m rotgrüner Sandstein, 0,5 m Gips. Gilliéron bemerkt hierzu (l. c. 1873 S. 15): „Man würde nicht zögern, diesen Gips als Basis des Flysch zu betrachten, fände man nicht anderorts zweifellose Rhätschichten in gleicher Lage". Hier befand sich die brennbare Gasquelle des sogen. Burgerwaldes 1270 m, die schon von B. Studer begutachtet und neuerdings durch R. de Girard et Buman (Gîtes d'Hydrocarbures, Mitt. Nat. G., Fribourg 1913) eingehend behandelt wird.

2. Ein weiteres isoliertes Triasvorkommnis befindet sich weiter E beim „Fettbad" am N-Abhang des Flyschrückens der Pfeife 1657 m. Von hier beschreibt Gilliéron auch schwarzen Rhätkalk mit Lima und Pecten sowie einen 15 m langen Block von Malmkalk mit Ammoniten.

3. Am bekanntesten sind die zwar schlecht aufgeschlossenen Triasvorkommnisse des berühmten Gurnigelbades, wo im Flysch nahe seiner Basis an mehreren Stellen außer Gips auch Triasdolomit, Rauhwacke und bunte Mergel vorkommen (Taf. XX Prof. 10). Mit diesen stehen die Schwefel- und Eisenheilquellen in Zusammenhang. Ferner beschreibt Gilliéron im Seeligraben auch einen diskordant am Flysch abstoßenden Klotz von Malmkalk, daneben lose, aus dem Flysch stammende, exotische Blöcke von Granit mit rotem Feldspat; und am Schwarzwasserbach, 3 km weiter W, fossilreiche Liasfelsen bis zu 40 m Länge, ähnlich dem Lias des Ganterist (Préalpes médianes).

b) Am Südrand.

1. Nahe der Triasbasis der Préalpes médianes bei Echelettes E des Klosters Valsainte fand Gilliéron Felsen von Malmkalk bis zu 60 m Länge.

2. Am Hohberg E des Schwarzsees senkrecht im Flysch fossilreichen Malm-Knollenkalk mit Neocomblöcken von der Fazies des Bifé.

Daß die Schürflinge von Echelettes und Hohberg ultrahelvetisch sind, wie Jura und Kreide von Pléiades und Bifé, diese letzteren jedoch überlagern wie Gros Plané, ist kaum zu bezweifeln.

Die Deutung der Vorkommnisse am N-Rand mit Trias und Lias ist hingegen noch ein offenes Problem — das gleiche wie für den subalpinen Flysch NE des Thunersees (S. 428). Entstammen Trias und Lias wirklich dem Faziesgebiet der Préalpes médianes oder liegt nicht vielmehr eine an den Alpenrand hinausgeschürfte Fortsetzung der nördlichen Randschuppen der Sattelzone (Oberlaubhorn, Stüblenen usw.) vor? Ist der Gurnigel, wie Schardt entgegen Buxtorf annimmt, wirklich die Fortsetzung des Niesen? findet man vielleicht auch noch penninischen Bündner-

schiefer in größerer Ausdehnung? Wie dem auch sei, es drängt sich die Vorstellung auf, daß der N-Rand der Flyschzone von Muschenegg—Gurnigel mit seinen Trias-Lias-Schürflingen einem südlicheren Wurzelgebiet entstammt als die ultrahelvetischen Schürflinge des S-Randes und somit unter die letzteren eingewickelt liegt.

## Zur Talumrandung des helvetischen Deckengebirges.

Auf die Oberflächengestaltung der Sattelzone wie der Externzone wollen wir nicht im besonderen eintreten. Ihre große Gliederung in Berg und Tal ist nicht selbständig, sondern durch die sie einfassenden, orographisch viel maßgebenderen Zonen bedingt, und die Gestaltung im einzelnen hängt vom Verwitterungscharakter ihrer Gesteine ab. Das nötige darüber ist schon früher bemerkt.

Die Umrandung des ganzen helvetischen Deckengebirges der Schweiz ist, abgesehen von der Gruppe Dents du Midi, gegeben: 1. durch die zwei alten konsequenten Quertäler: Im E Rhein von Chur bis Bodensee, beginnend im penninischen und ostalpinen Gebiete am Septimerpaß; im W Rhone von Martigny bis Lemansee, beginnend im Penninischen am Grand St. Bernard; 2. durch die Längstal- und Sattelzone Chur-Martigny. Die letztere ist als tektonische Längsfurche für die Erosion längst und in verschiedenen Phasen immer wieder in neuen Auflagen vorgezeichnet worden, so daß die Talbildung an dieser Narbe haften mußte, so oft sie auch wieder vorübergehend überdeckt worden sein mag. Zeitweise wirkte hier leitend der Wurzelrand der helvetischen Decken, zeitweise der S-Rand der Zentralmassivschwelle oder der Stirnrand der penninischen Decken. Die Kontinuität in Tiefe und Breite am Übergang vom Längs- in das unterhalb folgende Quertal am Rhein bei Chur, wie an der Rhone bei Martigny, zeugt auch für die sehr alte Verbindung zu den zwei gewinkelten Talwegen. Die auffallende Symmetrie von Rhein und Rhone (Bd. I Taf. III) wird noch verstärkt dadurch, daß bei beiden die oberen Teile der ursprünglichen Quertäler (Septimer-Lenzerheide-Chur und St. Bernhard-Martigny) in der Ausbildung zurück geblieben sind und nur als Nebentäler der Längstäler erscheinen. Die Eroberung eines Mittelstückes aus der großen Talzone Chur—Martigny, des Urserentales, durch die Reuß ist, aus den Talformen und den Höhen der Talstufen zu schließen, ein späterer Eingriff der Rückwärtserosion des gegenüber Rhein und Rhone weit im Rückstand befindlichen Reußgebietes.

Es fehlt nicht an Anläufen zu einem morphologischen Verständnis über einzelne Teile dieser Talsysteme (Terrassen, Talstufen, Glazialgesimse, Trogfolge, junge Schuttkegel usw. von A. Bodmer, Alb. Heim, Penck und Brückner, Romer, Heß, Horwitz u. a.); allein eine zusammenhängende kritische Untersuchung über die morphologische Ausbildung dieser maßgebenden, das helvetische Gebiet umschließenden Talwege und ihre jüngere Talgeschichte wird wohl noch lange auf sich warten lassen.

Die NW-Grenze des helvetischen Deckengebirges ist gegeben durch seinen an der Molasse aufgeschobenen und abgebrochenen Stirnrand. Vom Rhein bis an den Thunersee ist die schmale Zone des subalpinen Flysches zwischen Molassenagelfluh und Kreidekalk meistens zu einer Furche ausgewittert, die oft zwischen den Quertälern die Rolle einer Sattelzone spielt (Typen in Taf. XVIII, XIX 5, XX 7). Dadurch wird zugleich der N-Rand des helvetischen Kalkgebirges als scharfe Gebirgsrippe mit gegen N steil abgebrochenen, gegen S abfallenden Schichtplatten heraus-

gehoben (Säntiskette, Mattstock, Köpfenstock, Rigihochfluh, Vitznauerstock, Bürgenstock, Pilatus, Schafmatt, Schrattenfluh, Widderfeld, Sigriswilergrat).

W des Thunersees tritt die breit gewordene Flyschzone als stumpfer Bergrücken in Erscheinung. Die helvetischen Kalkketten stecken, zu bloßen Schürflingen verkümmert, darin eingehüllt und können orographisch nicht mehr zur Geltung kommen. Dagegen wird nun diese Flyschzone durch eine nördliche Sattelzone von der Molassenagelfluh, durch eine südliche von den Préalpes abgegrenzt. Die letzteren, nachdem sie die helvetischen Decken überfahren und verquetscht haben, übernehmen in ihrer Gestaltung die Rolle des felsigen, zackigen, steilen Alpennordrandes, aufragend über die vorgelagerten waldigen Molasse- und Flyschrücken. Hier benimmt sich das Stockhorn, als wäre es der Säntis, der Moléson, als müßte er einen unter seinen Füßen verschürften Pilatus ersetzen.

## Thermen des helvetischen Gebirges.

Als Thermen in den helvetischen Alpen sind zu nennen:

### 1. Die Therme von Pfäfers.

J. A. Kaiser, Die Heilquellen von Pfäfers und Ragaz, 1843.
Arn. Escher v. d. Linth, in Mitteil. N. G., Zürich 1848.
J. Oberholzer, Briefliche Mitteilungen, Glarus 1920.

Der alte Westrhein ging über den Kunkelspaß nach N. Der diesem Talstück noch gebliebene Nebenfluß, die Tamina, hat im unteren Dritteil dieses Taltorso, unter Zurücklassen von seitlichen Terrassen, einen ca. 270 m tieferen Talweg eingeschnitten. Auf eine Strecke von ca. 1 km ist derselbe eine ungangbare Erosionskesselschlucht. Sie greift nicht nur auf den Untergrund der großen Flyschmasse, welche unter den helvetischen Decken liegt; sie hat auch den 7—8 m mächtigen grünsandigen Nummulitenkalk durchschnitten, und ihre Sohle liegt im autochthonen gegen E fallenden Seewerkalk (Oberholzer). Keine andere Schlucht der Schweizeralpen übertrifft sie an Großartigkeit. Im Grunde dieser Schlucht quillt die Therme aus einer Kluft im Seewerkalk herauf.

Im Jahre 1038 entdeckte ein Klosterjäger von Pfäfers eine beständig in der Tiefe der ungangbaren Schlucht dampfende Stelle, und fand die Quelle zusammen mit zwei andern, an Seilen sich hinunterlassend. Stets waren in der Folge die Äbte des Klosters Pfäfers um die Quelle bemüht. 1242 wurde sie zuerst als Heilquelle benützt. Die Heilbedürftigen wurden mit verbundenen Augen an Seilen in die schaurige, tosende Tiefe hinabgelassen, wo in einer Felshöhle Badekästen eingebaut waren, — und dann nach einigen Tagen wieder heraufgezogen. 1361 bis 1368 wurde auf einem Balkengerüst über dem Fluß ein hölzernes Badehaus unten in die Schlucht eingebaut, dann ein zweites größeres, mehrstöckiges. Die Einlaßstellen für die Balken in die Schluchtwände sind teilweise noch sichtbar. 1543 gelang es, vom oberen Schluchteingang aus einen Zugang zu Quelle und Badehaus mittels Holztreppe und Brücken zu schaffen. Nachdem 1629 das Badehaus abbrannte, wurde ein Weg und eine Quelleitung schluchtauswärts erstellt und am unteren Schluchtausgang (Höhenfixpunkt in der Trinkhalle 686, 68) erst ein kleineres, dann das jetzige, klösterlich altmonumentale Badehaus errichtet. 1838 ging das Kloster Pfäfers auf Wunsch seiner Konventualen samt der Therme und deren Benützungsanstalten in den Besitz des Kantons St. Gallen und 1867 durch Kauf an eine Privatgesellschaft über. Beständig wuchs der Ruf der Bäder von Pfäfers und Ragaz.

Selbstverständlich betrachtete man früher die ungeheure Schlucht selbst als die aufgerissene Thermalspalte. Allein die konkaven Erosionskessel, wie sie nur an einem Flußgrunde durch das Geschiebe ausgeschliffen werden können, sind an den steil W geneigten, und meistens nur um die

Flußbreite voneinander abstehenden Schluchtwänden bis an den obersten Rand, das ist bis 100 m über den jetzigen Fluß hinauf, noch deutlich erhalten. Die Flußsohle lag also einst dort oben. Der Vorgang der Austiefung geht noch jetzt weiter. An einigen Stellen bilden eingeklemmte Blöcke Naturbrücken über die dunkle Schlucht. Die Schichten fallen unregelmäßig, vorherrschend nach E, streichend mit der Schlucht, stellenweise gegen SSE. Die Therme bricht an mehreren Stellen aus einer 60° S fallenden Bruchspalte im Seewerkalk hervor (J. Oberholzer), welche die Schlucht quert. Bei Gelegenheit von Bauten zeigte sich, daß talauf und talab von der Thermalspalte der Fels unter dem Flusse glattgeschliffen, geschlossen die beiden Schluchtwände miteinander verbindet (Arn. Escher, Notizbücher). Die Therme tritt da aus, wo der Fluß den Seewerkalk mit seiner queren Thermalspalte am tiefsten durchschnitten hat. Die Schlucht ist nicht selbst die Thermalspalte!

Arnold Escher v. d. Linth berichtet ferner 1848, daß damals auf der 4—9 m breiten klüftigen Zone das Thermalwasser an 3 Stellen, 1, 6 und 11 m, über der Tamina, hervorquoll; ferner, daß es auch im Grunde des Taminabettes und in geringen Mengen an der linksseitigen Schluchtwand hervorbrach. Der Ertrag schwankt zwischen 4000 und 10000 Ml. je nach Jahrgang und Jahreszeit. Nach trockenen kalten Wintern stund der oberste Ausfluß immer ab. Es gab sogar ganze Jahre, wo er ausblieb. Regelmäßige Ertragsmessungen fehlen. Der Maximalertrag fällt gewöhnlich in den Juli, das ist bloß 1—2 Monate nach der stärksten Schneeschmelze im Gebirge. Die von der Therme herrührende Ockerfärbung im Gestein läßt deutlich früher höhere, längst völlig abgestandene Mündungen auf derselben Kluftzone erkennen. Auch die Erfahrungen bei der Neufassung haben ergeben, daß der Thermalstrom in seinem letzten Teile aufsteigend ist und die oberen Austrittsstellen die Überschluckquellen der tieferen sind. Mit dem Einschneiden des Flusses hat sich die Höhe der Thermalaustritte zeitweise gesenkt. Jetzt ist die Hauptwassermasse einige Meter über der Tamina durch einen kurzen, auf die Thermalspalte getriebenen Stollen in 693,5 m Meerhöhe gefaßt.

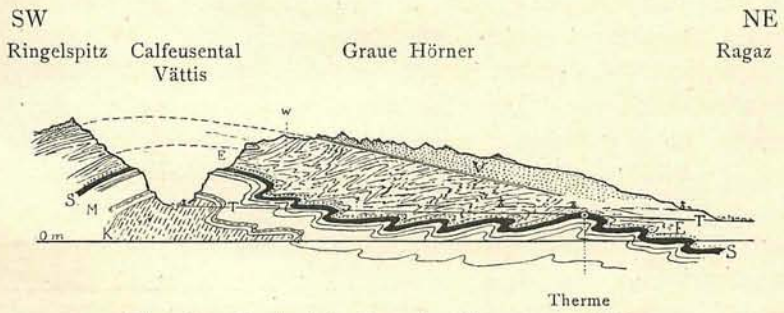



Fig. 160. Geologische Lage der Therme von Pfäfers.

T—T = Talweg der Tamina, in das Bergprofil projiziert; K = Altkristallin des Aarmassives; V = Verrucano; M = Mesozoikum; S (schwarz) = Seewerkalk als wasserleitende Schicht; E = Eocän, autochthon; W = Wildflysch.

Die Pfäfersertherme hat konstant $37^1/_2$° C. Diese Wärme wird unter den Grauen Hörnern schon im Niveau von ca. 1000 m erreicht. Der unregelmäßig klüftige autochthone Seewerkalk, vielleicht zusammen mit dem unterliegenden Schrattenkalk, ist die Quellenschicht. Das Sammelgebiet der Therme muß nach Alb. Heim. wohl am S-Abhang der Grauen Hörner gesucht werden, wo von St. Martin 1300 m

bis über den Vättnerberg 1800 m die autochthone Kreide gefaltet gegen N unter das Gebirge bis auf bloß etwa 200—300 m über Meer einsinkt. Die Therme von Pfäfers ist dem glücklichen Umstande zu verdanken, daß die Taminaschlucht ein kleines „Fenster" in die sich wieder in den Talweg erhebende autochthone Kreide hinab aufgegraben hat, das der Quelle Ausweg bietet, wie es Fig 160 erläutert.

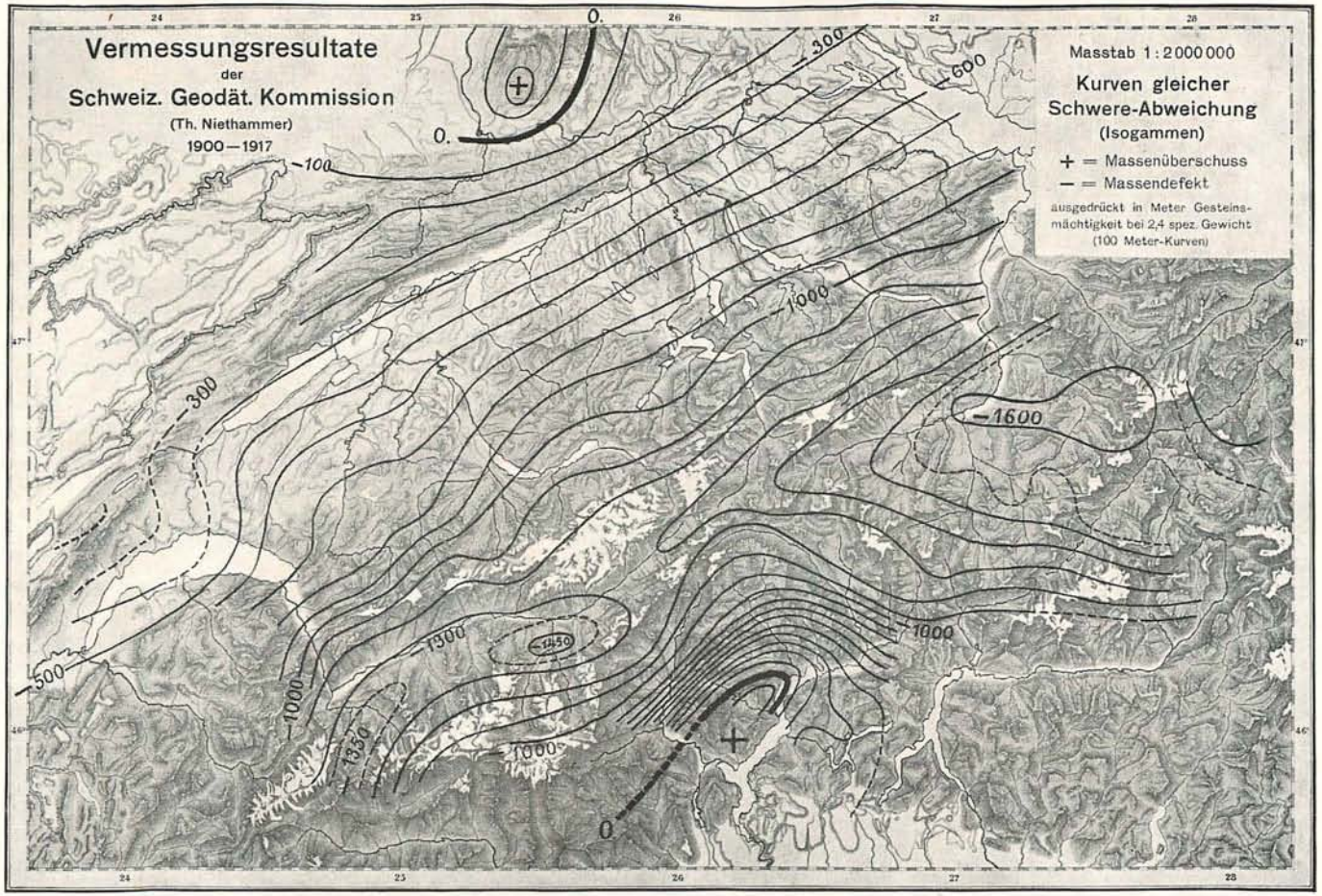
Das Thermalwasser ist sehr weich. Es enthält kaum 0,0003 Teile Gelöstes. Seine starke therapeutische Wirkung muß in anderem, als den gelösten Salzen gesucht werden.

2. Die Therme von Lavey wurde unter Schuttboden aus Gneisklüften 16 m tief im Bord der Rhone, dicht am N-Rand des Aiguilles Rouges-M. 1833 von J. v. Charpentier gefaßt. Sie ist eine Schwefeltherme von 51—52° C. (Rapport d'expertise 1883, p. Renevier, Forel, Bischoff, A. Heim, Stockalper, Colladon, Arch. Genève), Neufassung 1883.

3. Die Thermen von Leukerbad (Lugeon, Les sources thermales de Loèche-les-Bains, „Beiträge" n. F. Lfg. 38, 1912). In dem tiefen Talkessel von Leukerbad erscheinen auf einer SW-NE gerichteten Zone von 2,5 km Länge etwa 22 Thermen. Die obere NE-liche Reihe entspringt dem Felsen in der oft kaum zugänglichen Erosionsrinne der Dala. Die untere im Dorf und auf den umgebenden Terrassen quillt durch Schuttbildungen und Quellentuff aus einer eingedeckten älteren Rinne der Dala herauf. Da wie dort hat die Dala das nach oben (SE) gewendete Knie einer zwischen Tauchgewölben überkippten Mulde von kalkigem Bajocien, umhüllt von Aalénienschiefern, angeschnitten. Aus dem *verkehrten* parautochthonen, nach oben gewendeten Muldenkern brechen die Thermen herauf. Die Dorfgruppe allein liefert etwa 1800 Ml. Die Temperatur der einzelnen Quellen liegt zwischen 39 und $51^1/_2°$, durch Mischung mit gewöhnlichen Quellen noch tiefer bis 20°. Die Quellwasser sind zeitweise während einiger Stunden oder Tage durch einen feinen grauen Tonschlamm getrübt. Die Temperatur der einzelnen Quellen bleibt dabei unverändert. Beim Abkühlen fällt der feine Schlamm mit Rostfarbe aus. Er färbt die Quellentuffe rot. Die chemische Zusammensetzung der verschiedenen Leukerthermen ist sehr ähnlich, wenn auch nicht ganz genau gleich und nicht absolut konstant. Bezeichnend sind: die große Menge von Sulfaten (Gips ca. 1,5 gr. i. L.) bei vollständiger Abwesenheit von $H_2S$; die erstaunlich geringe Menge von $CaCO_3$ (0,005 bis 0,09 gr. i. L.) und die ziemlich kräftige Radioaktivität des Wassers wie seines Schlammabsatzes.

Keine der Thermen ist richtig gefaßt. Ferner fehlen noch alle systematischen Beobachtungen über Ertragsschwankungen der einzelnen Quellen nach Jahreszeiten und Jahrgängen, das Verhältnis derselben zur Höhenlage und den Temperaturen usw., was zum vollen Verständnis der merkwürdigen Thermengruppe notwendig wäre.

Sorgfältige Erwägung aller bisher beobachteten Erscheinungen führt Lugeon zum Resultate, daß die Leuker Thermen vados sind, ihr Sammelgebiet im Gebirgsstock Ferdenrothorn-Torrenthorn liegt, daß die Sickerwasser durch die Triasmulden hinab an den S-Rand des Gasternbatholithen gelangen, wo sie ihre Radioaktivität gewinnen, und dann der Quellweg um das westlich absinkende Granitmassiv herum im kalkigen Dogger der untersten Teilmulde der tauchenden Balmhornfalten aus beinahe Meerniveau rückwärts hinauf zum Anschnitt in der Dalafurche führe.






Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig

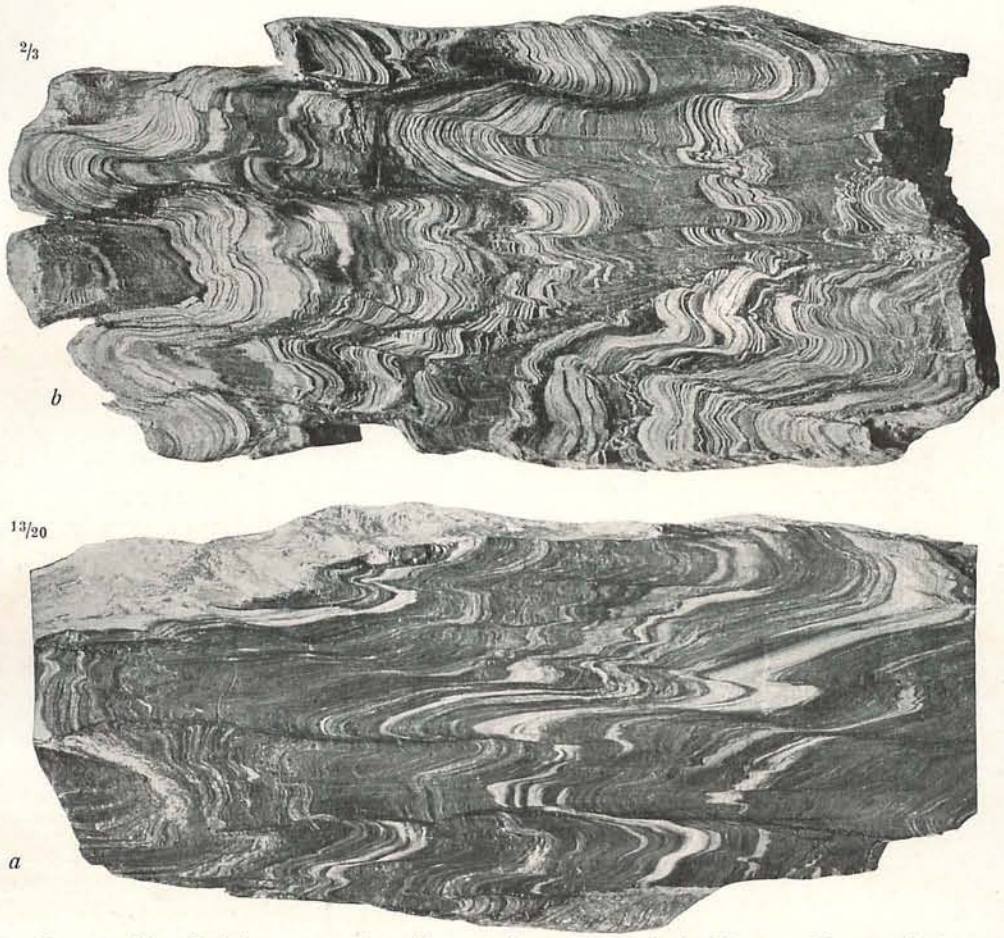



Fig. 28. a. und b. Fältelungen aus dem Übergangshorizont von Röthidolomit in Quartenschiefer vom Puntaiglasgletscher.




Fig. 38. Knetstruktur im Lochseitenkalk, Lochseite bei Schwanden, ganze Mächtigkeit.



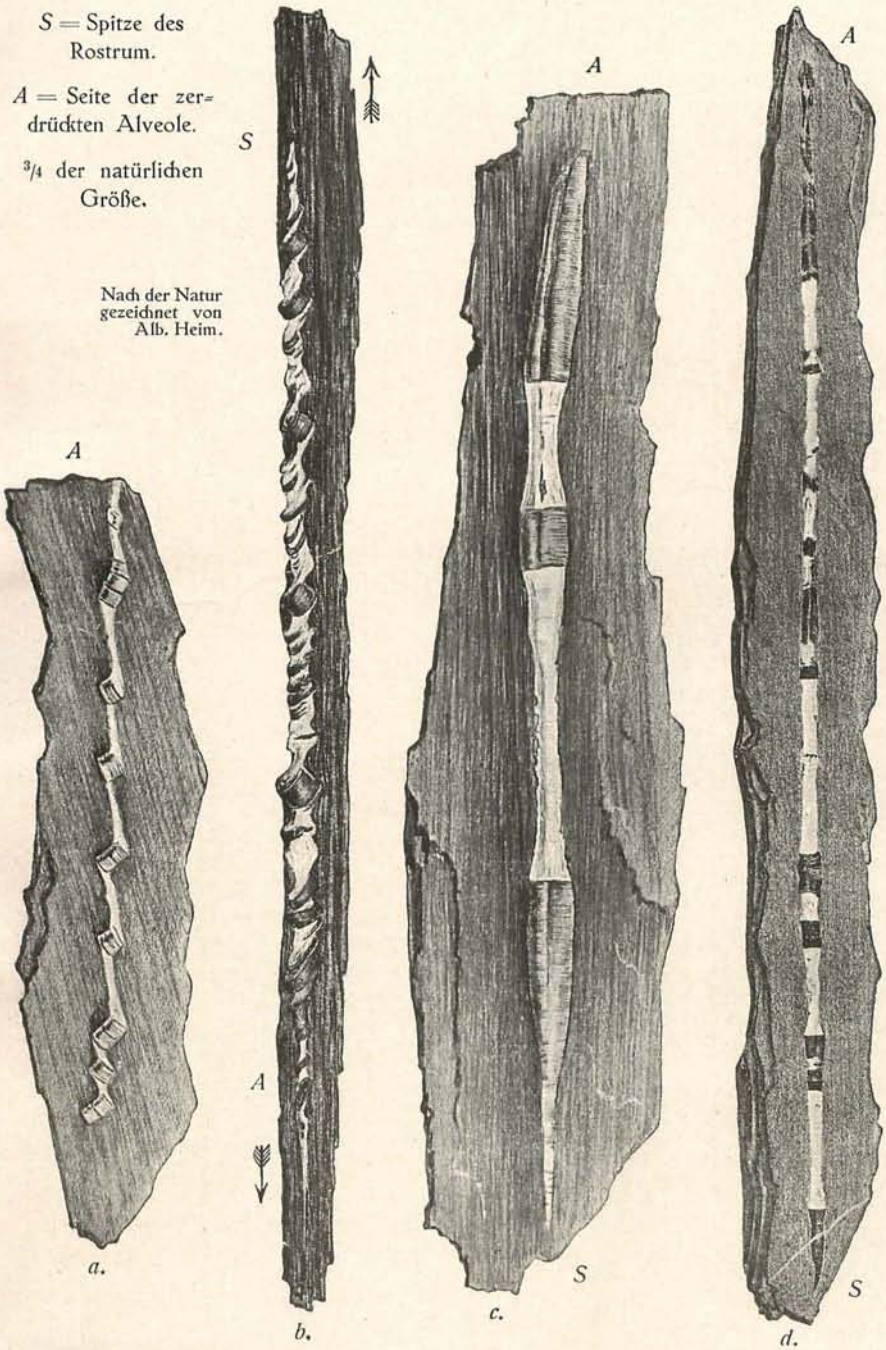
Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig

$S$ = Spitze des Rostrum.

$A$ = Seite der zerdrückten Alveole.

3/4 der natürlichen Größe.

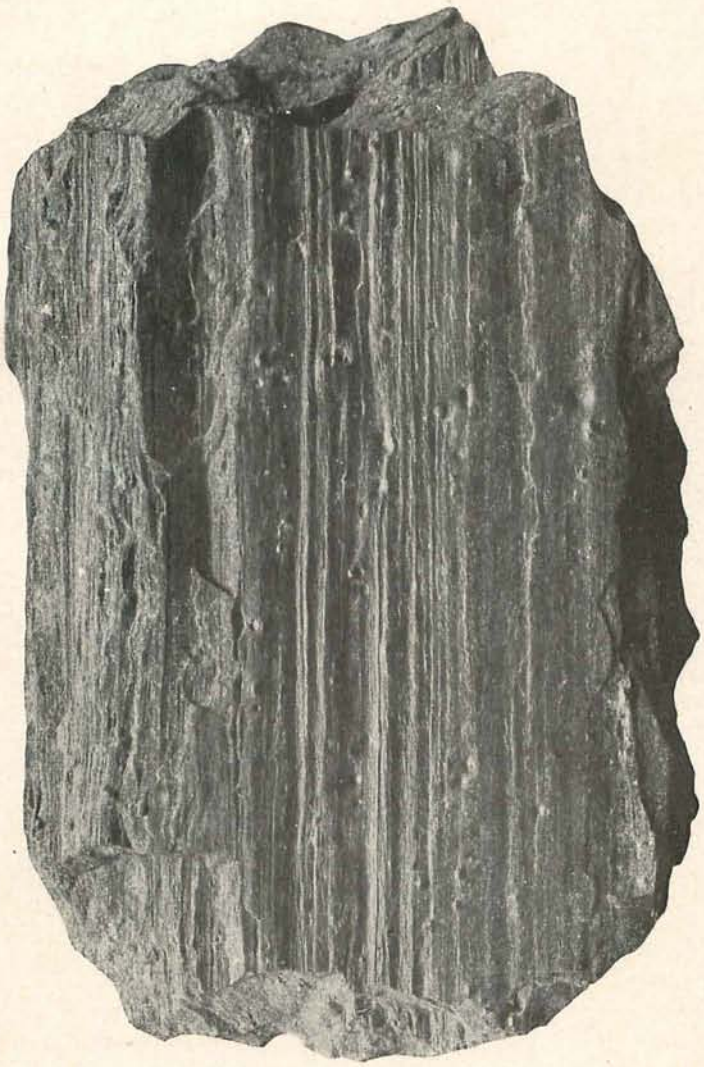
Nach der Natur gezeichnet von Alb. Heim.




Gestreckte Belemniten aus dem Malmkalk von Fernigen.

$a$ = Belemnit in der Schicht-Schiefer-Fläche, schief zur Linearstreckung gelegen.
$b$ = Belemnit auf dem Schieferungsquerbruch gesehen, mit Drehung der zylindr. Bruchstücke.
$c$ und $d$ = Belemniten in der Richtung der Linearstreckung, gestreckt auf 2 und 2 1/2 fache Länge, $c$ nur 2 mal, $d$ über 10 mal zerrissen.

V243 nw



Quarzporphyr vom Tiefengletscher (Urserental)
laminiert, linear gestreckt, serizitisiert.

2/3 der natürlichen Größe.

Handstück aufbewahrt in der petrographischen Sammlung
der eidgenöss. technischen Hochschule in Zürich

V 242
neu

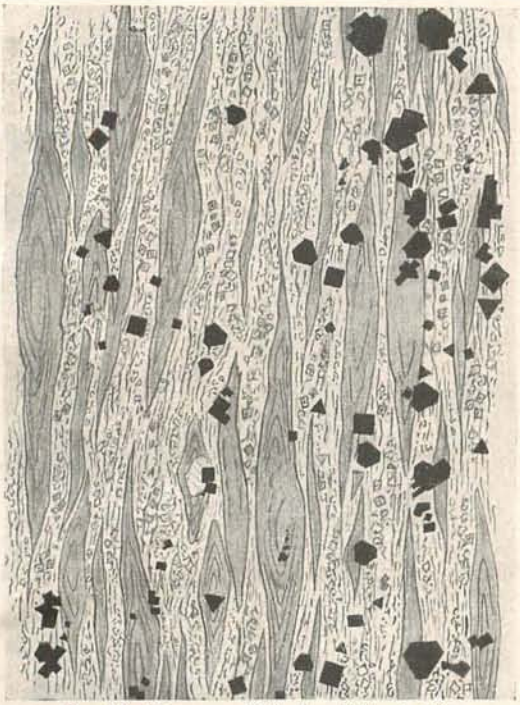


Fig. 40. Eisenoolith der Windgälle.
Grundmasse: dichter Kalkstein mit Ankerit und Kalzit-Körnern. Flache Chamosit-Linsen = gequetschte Oolithe. Neugebildeter Magnetit. 25 × vergrößert.

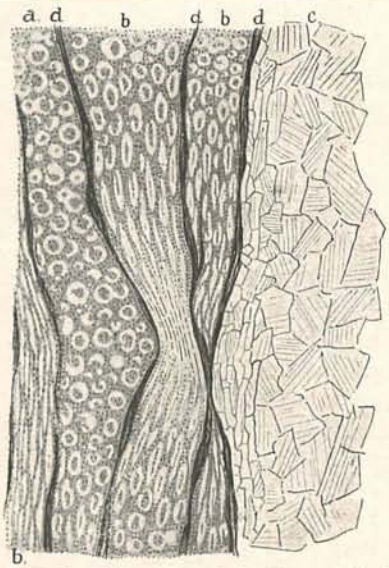



Fig. 39. a. Gequetschter Seewerkalk vom Risipaß (Säntis).
*a* = normal. *b* = gequetscht.
*c* = marmorisiert. *d* = Tonhäute.
ca. 50 × vergrößert.

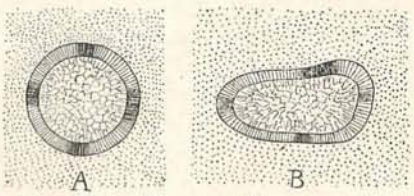



Fig. 39. b. Foraminiferenschalen (Lagena sphaerica).
*A* = normal. *B* = zusammengedrückt, gekreuzte Nicols. ca. 300 × vergrößert.

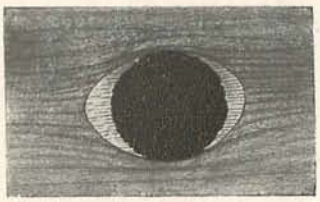


Fig. 41. Faserkalzitkappen an Pyritknollen im Malm von Quinten.

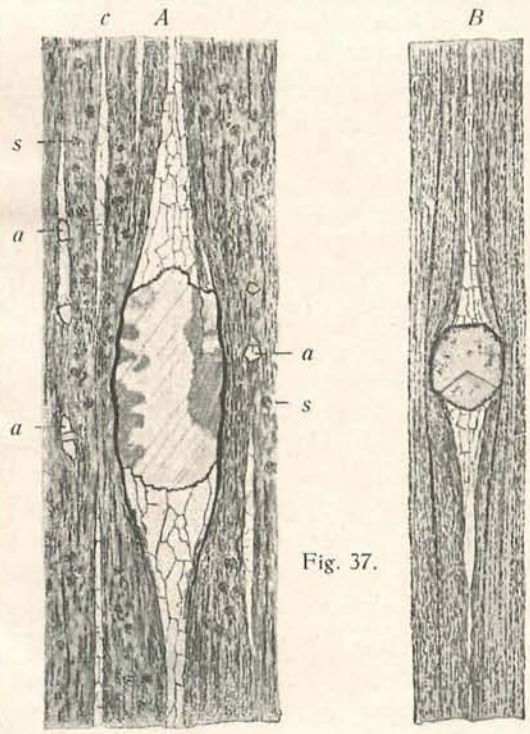
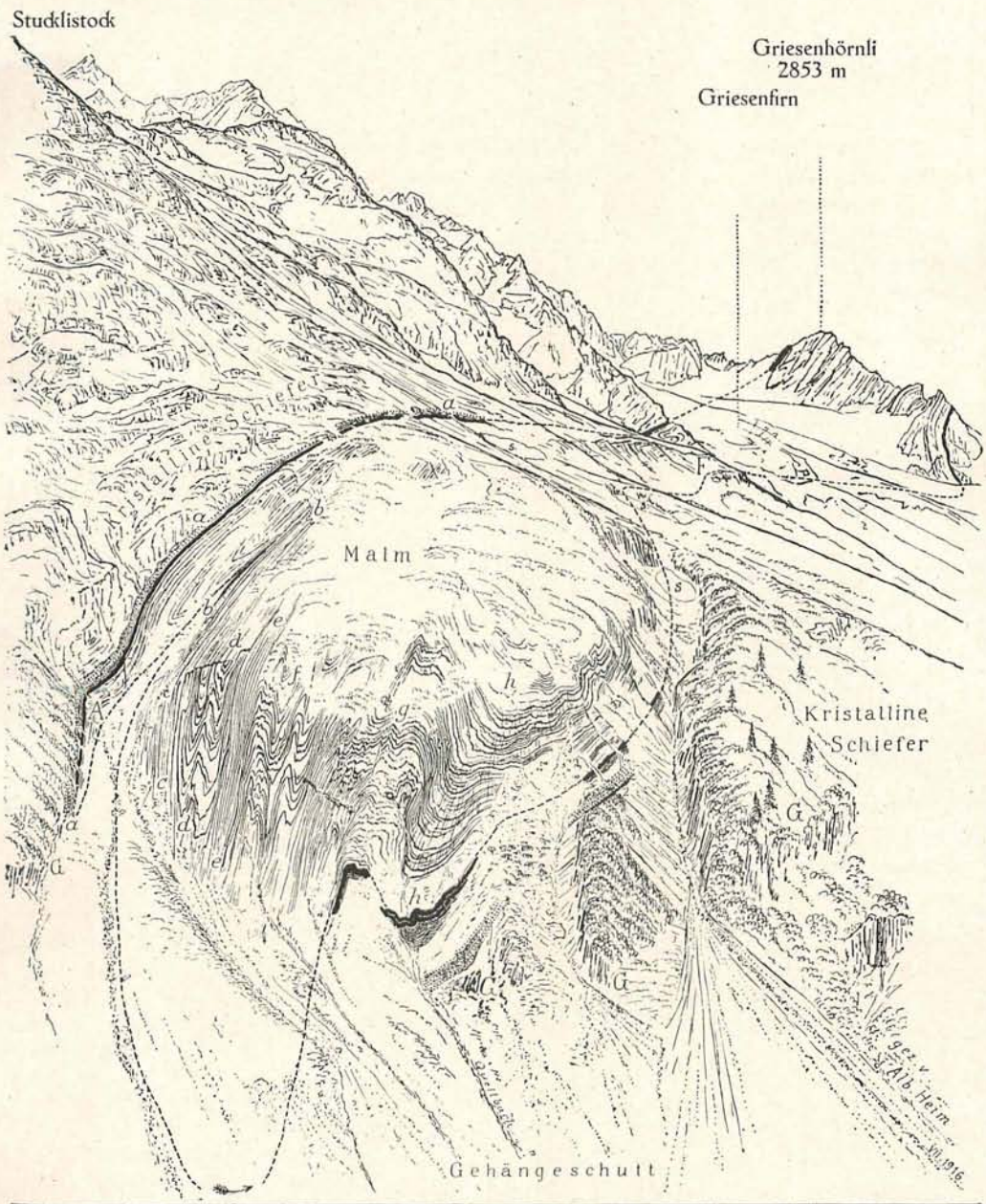



Fig. 37. Streckungsfasern im unteren Malm, Fernigen (Uri).
*A*. Echinodermenfragment, seitlich von Rutschtonhäuten begrenzt und in der *c*-Richtung mit dornförmigen Kalzitspitzen. — *a* = Ankerit-Kristallkörnchen. *s* = dichte Ankerit-Körnchen. *c* = Kalzitschnüre.
*B*. Ankeritkorn mit Kalzitspitzen im gestreckten Kalk mit sekundären Tonhäutchen.

Fig. 37 und 39 nach Arnold Heim.




Profilansicht der Kalkmulde von Fernigen (Uri).

Bäzberg | Schöllenen ⟨Reuß-Schlucht⟩ | Rienzerst. ⟨2964⟩ | Schneehühnerstock | P. Tiarms | Crispalt ⟨3080⟩ Oberalp-Paß




Reuß | Hospental | Andermatt ⟨1444⟩ | Gotthardstraße

*G* = Aare-Granit.
*A* = aplitische Randfacies des G.
*U* = Urseren-⟨Sericit⟩-Gneiß.
*M* = Jura, Marmor.

# URSEREN-TAL

Blick gegen den Talausgang ⟨Schöllenenschlucht⟩.

Phot. Wehrli, Kilchberg.

= Rauhwacke ⟨Trias⟩.
*S* = Sericitschiefer, Verrucano?
*C* = Carbonschiefer.
*m* = Moränen.



Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig




Lötschental. BIETSCHHORN

3953 m, gesehen von Nord (Petersgrat).

Gipfelpyramide Granit, Gehänge an deren Fuß im oberen Teil Amphibolit, im tieferen Sericitgneiß.

# Geologische Uebersichtskarte der Massive von Mont Blanc u. Aiguilles Rouges mit Arpille.

1 : 375.000

Eocaen, Flysch.

Jura u. Kreide, helvetisch.

Schistes lustrés = penninischer Lias.

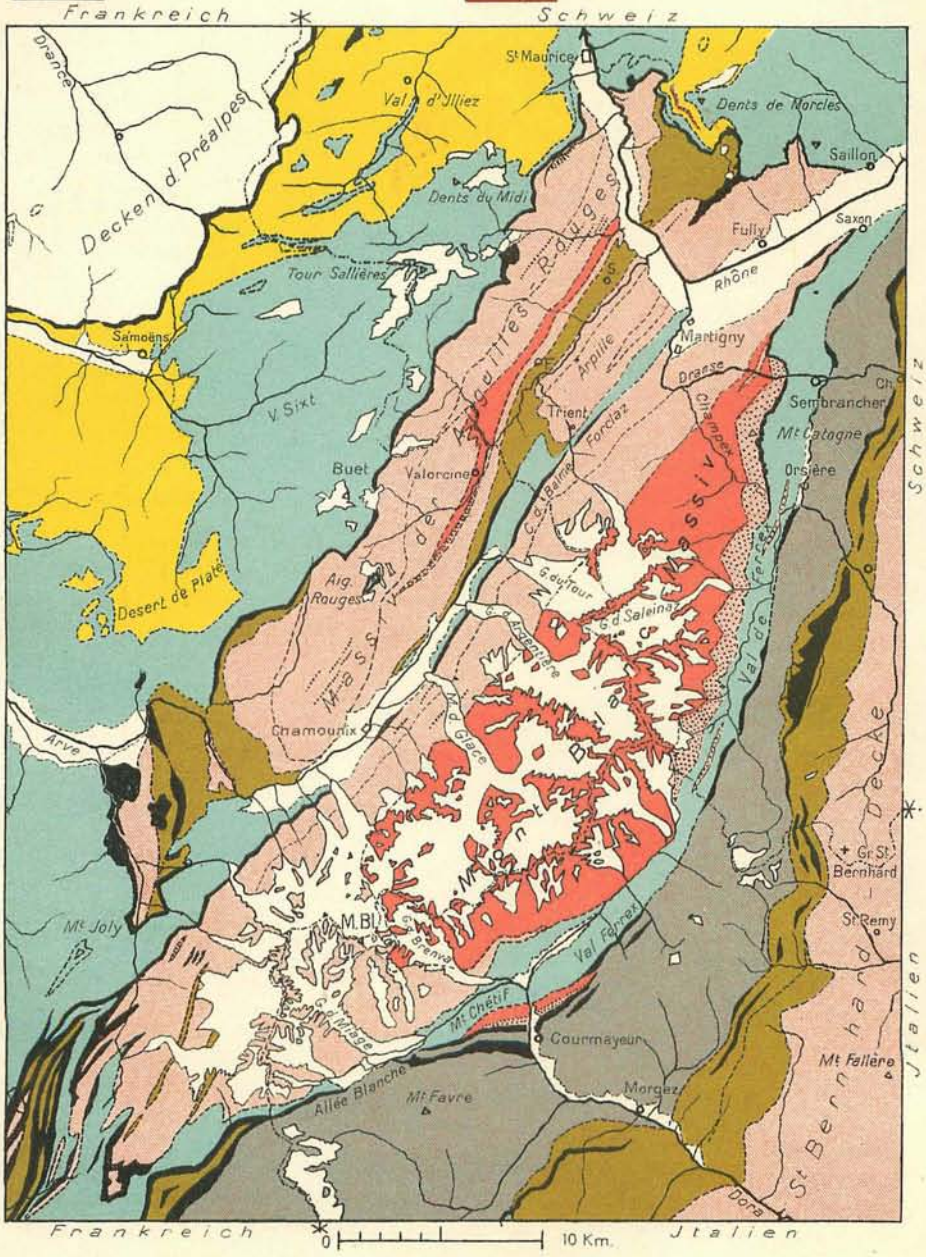
Trias.

Carbon u. Perm.

Porphyre, Amphibolite. Serpentin.

Gneisse, Sericitgneisse, Krystall. Schiefer, Injectionsgest., Petrosilex. Casannaschiefer d. St Bernhard D.

Granit („Protogin")



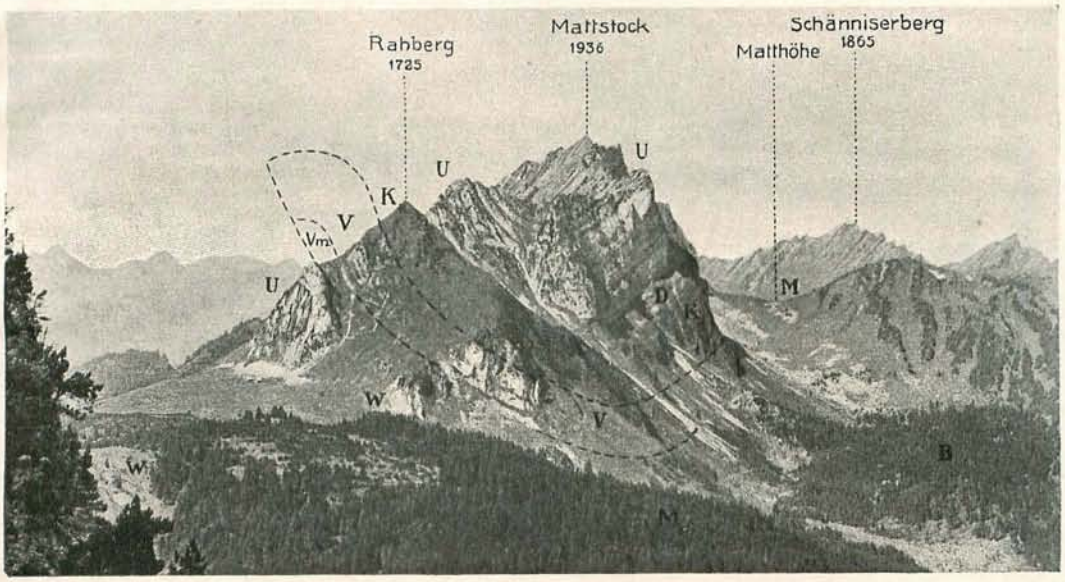



Fig. 1. Mattstock, gesehen von NE — Phot. Arn. Heim

S — Nägelisberg Gipfel — Scheere Seewerkalk — Frümsel Gipfel — Brisi Brisisandstein — Zustoll Gipfel Gault — Scheibenstoll Gipfel Gault — N




Fig. 2. Die mittleren Churfirsten von Osten — Phot. Arn. Heim

B = Bergsturz — W = Wildflysch — D = Drusbergschichten — K = Kieselkalk — Vm = Valangienmergel
M = Molasse — U = Schrattenkalk — A = Altmannschichten — V = Valangienkalk — Ce = Cementsteinschichten (Portland)

# EOCAEN-FOSSILIEN

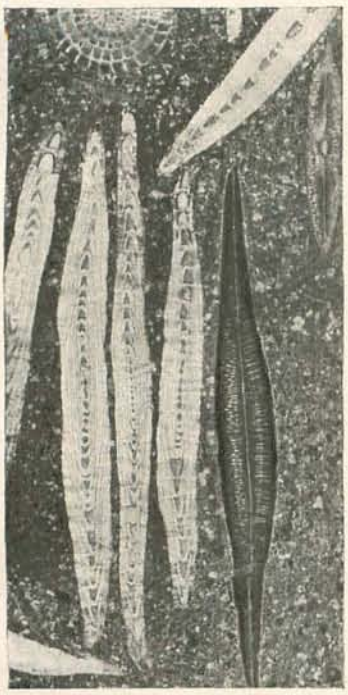


Fig. 1. Assilinengrünsand, Lutétien, v. Seewen-Schwyz.

3/1



1/1

Fig. 5. Cerithium plicatum Bruguière, nat. Gr., nach J. Boussac.



2/1

Fig. 4. Cerithium diaboli Brongniart, Diablerets, nach J. Boussac.

2/1



Fig. 2. Nummulitenkalk, Lutétien, von Steinbach bei Einsiedeln.

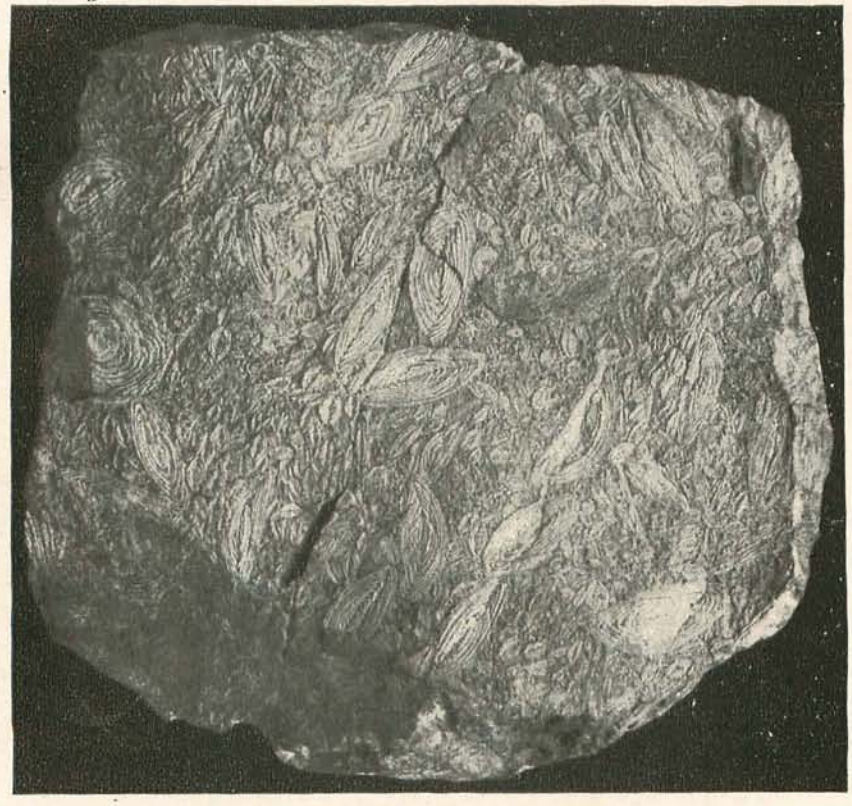
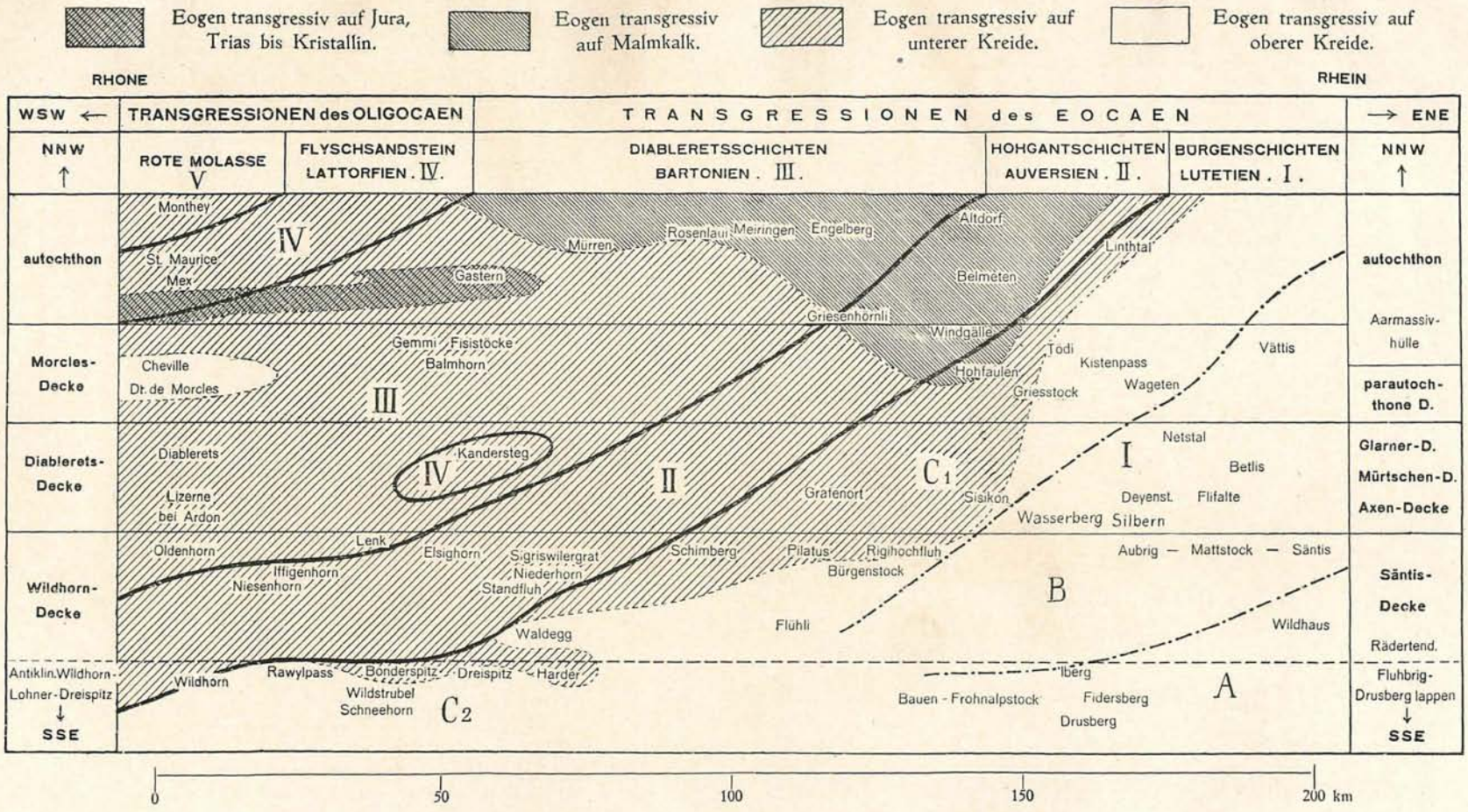


Fig. 3. Nummulitenkalk von Groß bei Einsiedeln. 1/1




## Die eogenen Transgressionszonen im helvetischen Faciesgebiet.

Versuch zu einer schematischen Darstellung im Grundriß, nach Abwicklung, von Arnold Heim.

—·—·— Umgrenzung des bathyalen Lutétien der Zone I B (Assilinengrünsand).

Anmerkung: Die lokale Transgression der Stadschiefer auf der Südseite des Pilatus ist hier nicht berücksichtigt, und die noch teilweise problematische ultrahelvetische Zone weggelassen.



Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

# Die helvetischen Faciestypen der östlichen Schweizeralpen

nach Arnold Heim 1916

0 500 1000 m

B = Fossilsch. des Cosm. Garantianum (Bajocien); G = Gemsmättli u. Pygurussch.
A = Altmannsch., Lu = Luiterezug Fossilsch., L = Luiteremergel; T = Turrilitensch.

## Nördlicher Faciestypus.

Oligocaen — Sandstein und Dachschiefer; Taveyannazsdst.
Eocaen — Stadschiefer
Lutétien
Turon — Seewerk.
Albien
Barrémien — Austemb.
Hauterivien
Valangien — Öhrlikalk
Portlandien — Korallenkalk
Kimmeridgien
Sequanien — Quintnerkalk
Argovien — Schiltkalk
Dogger
Trias — Quartenschiefer, Rötidolomit (Rauhwacke)
Perm — Verrucano

Eocaen: Taveyannazsandstein, Stadschiefer
Turon: Seewerschichten, Schrattenkalk, Drusbergschichten, Kieselkalk
Barrémien: Coulonifacies
Valangien: Öhrlikalk
Portlandien: Korallenkalk
Kimmeridgien: Quintnerkalk
Sequanien: Quintnerkalk
Argovien: Schiltkalk
Dogger: Quartenschiefer, Rötidolomit (Rauhwacke)
Trias: Verrucano

## Mittlerer Faciestypus.

Fucoidenschiefer — Wildflysch, Fleckenmergel
Nummulitenkalk
Leistmergel (Campanien)
Leibodenmergel (Emscher)
Seewerschichten
Gault
Brisischichten
Oberer Schrattenkalk
Unterer Schrattenkalk vermergelnd
Kieselkalk schieferig
Valangienkalk
Valangienmergel
Öhrlikalk
Öhrlimergel
Zementsteinschichten
Echinodermenbreccie
Eisensandstein
Lias

Eocaen: Taveyannazsandstein, Stadschiefer
Turon: Seewerschichten, Schrattenkalk, Drusbergschichten, Kieselkalk
Barrémien: Coulonifacies
Valangien: Öhrlikalk
Portlandien: Zementsteinschichten
Sequanien: Quintnerkalk
Argovien: Echinodermenbreccie
Dogger: Eisensandstein
Trias: Lias

## Südlicher Faciestypus.

Nummul. K. — Wangsch. — Lutétien, Maestr.
Albien
Gamsersch. — ob. Schrattenk. — Gargasien
Drusbergsch. — Barrémien
Hauterivien
Kieselkalk schieferig
Diphyoideskalk — Valangien s.l.
Palfrisschiefer
Portlandien
Quintnerkalk — Kimmeridgien, Sequanien
Schiltschiefer — Argovien
Bajocien
Eisensandstein — Aalénien
Kalkschiefer, Tonschiefer
Sandkalk und Kieselkalk — Lias

Eocaen: Taveyannazsandstein, Stadschiefer
Turon: Seewerschichten, Schrattenkalk, Drusbergschichten, Kieselkalk
Barrémien: Coulonifacies
Valangien: Diphyoideskalk
Portlandien: Palfrisschiefer
Sequanien: Quintnerkalk
Argovien: Schiltschiefer
Dogger: Eisensandstein
Trias: Kalkschiefer, Tonschiefer, Sandkalk und Kieselkalk

Arn. Heim del.

Alb. Heim, Geologie der Schweiz Bd. II

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

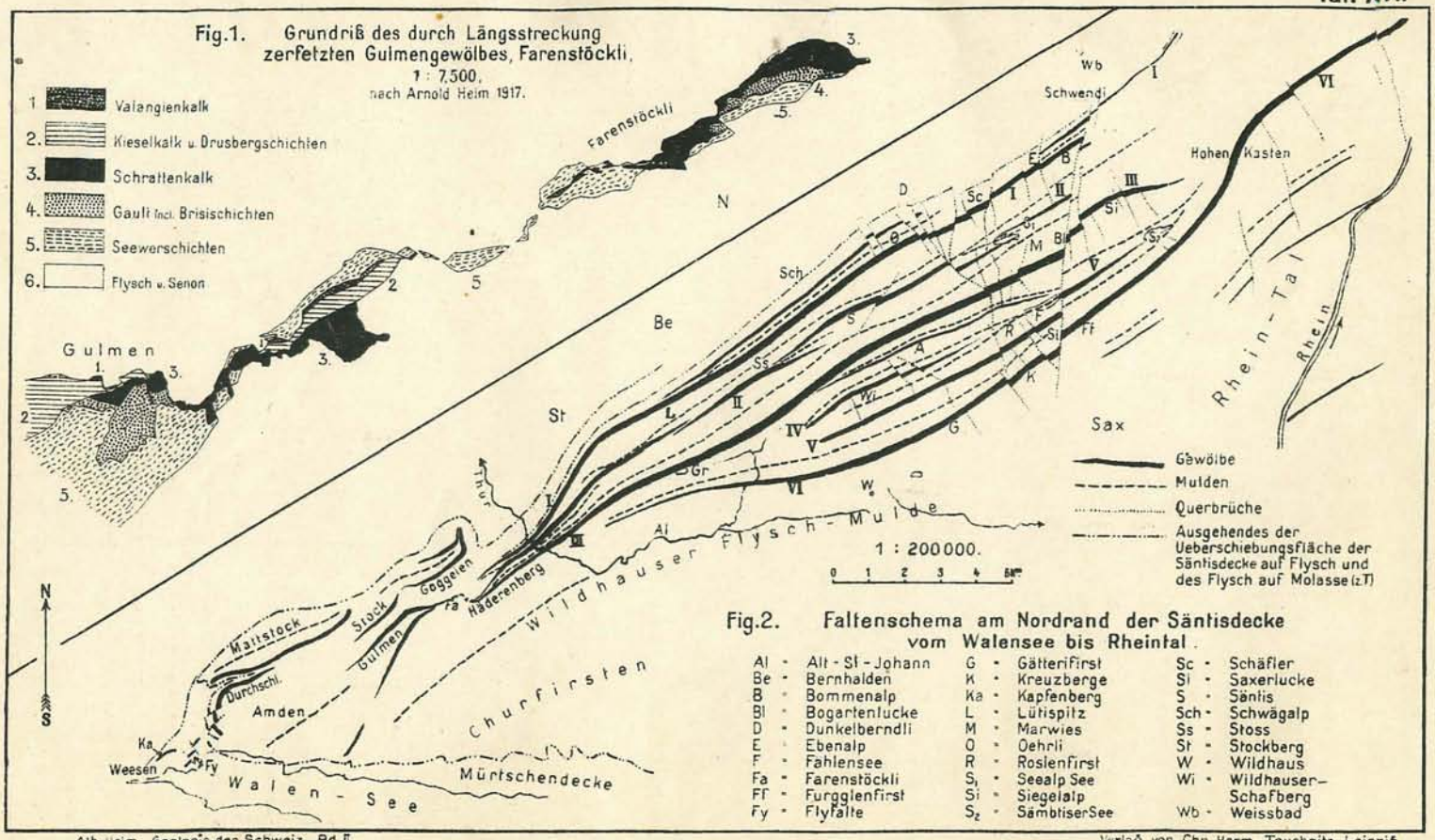
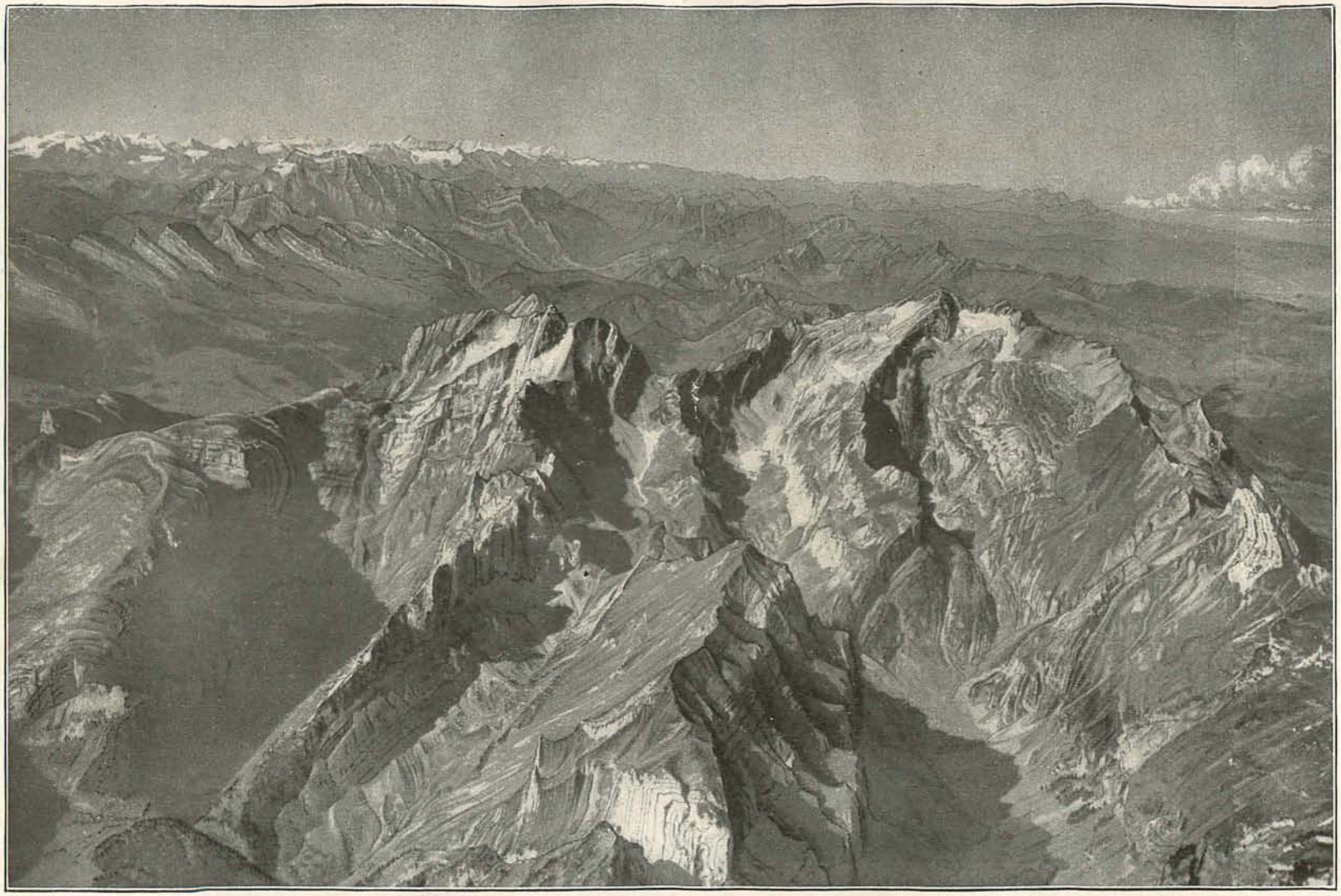



Fig.2. Faltenschema am Nordrand der Säntisdecke vom Walensee bis Rheintal.

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Al | Alt-St-Johann | G | Gätterifirst | Sc | Schäfler |
| Be | Bernhalden | K | Kreuzberge | Si | Saxerlucke |
| B | Bommenalp | Ka | Kapfenberg | S | Säntis |
| Bl | Bogartenlucke | L | Lütispitz | Sch | Schwägalp |
| D | Dunkelberndli | M | Marwies | Ss | Stoss |
| E | Ebenalp | O | Oehrli | St | Stockberg |
| F | Fahlensee | R | Roslenfirst | W | Wildhaus |
| Fa | Farenstöckli | $S_1$ | Seealp See | Wi | Wildhauser-Schafberg |
| Ff | Furgglenfirst | Si | Siegelalp | Wb | Weissbad |
| Fy | Flyfalte | $S_2$ | SämbtiserSee | | |



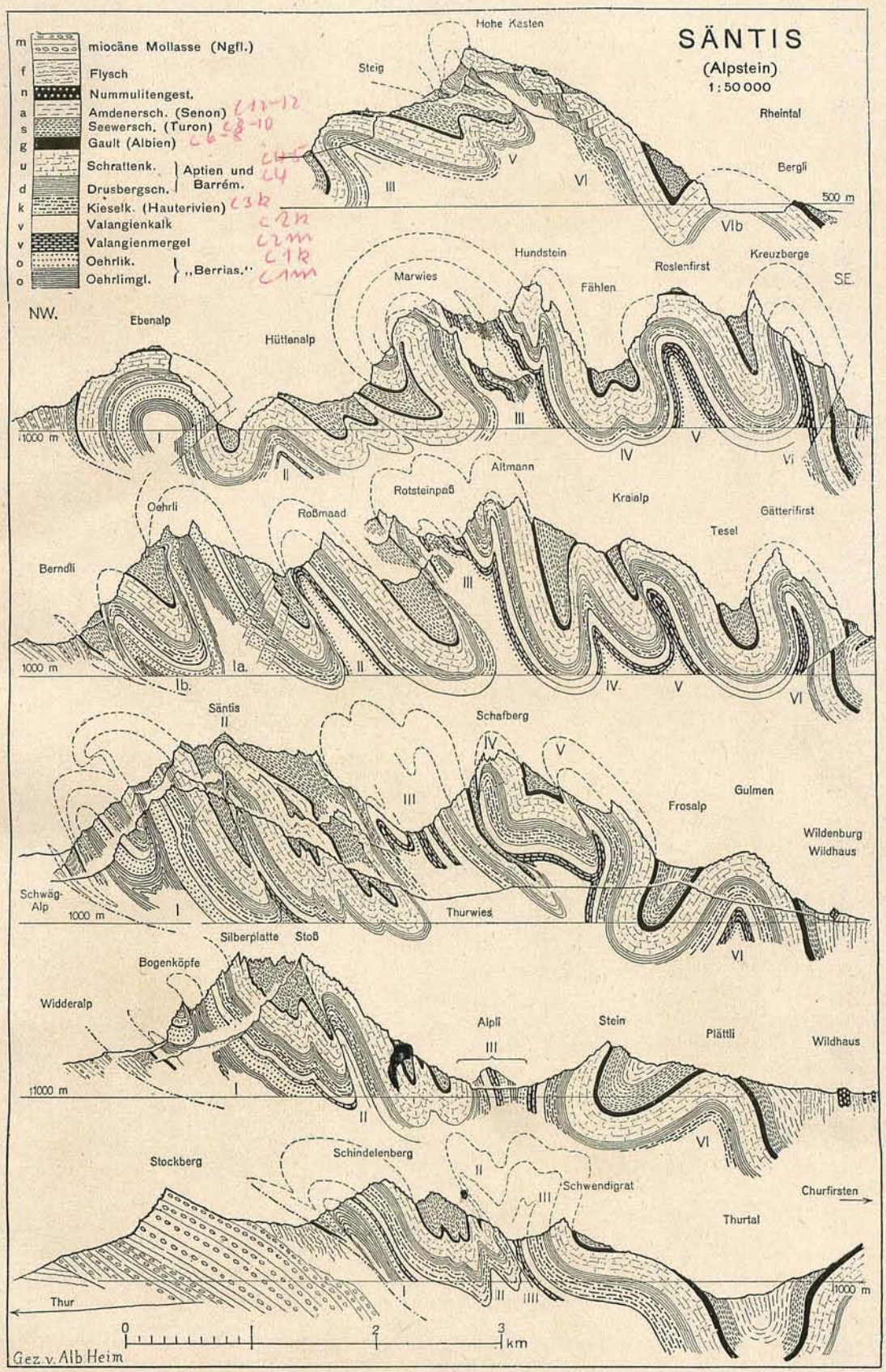
Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.



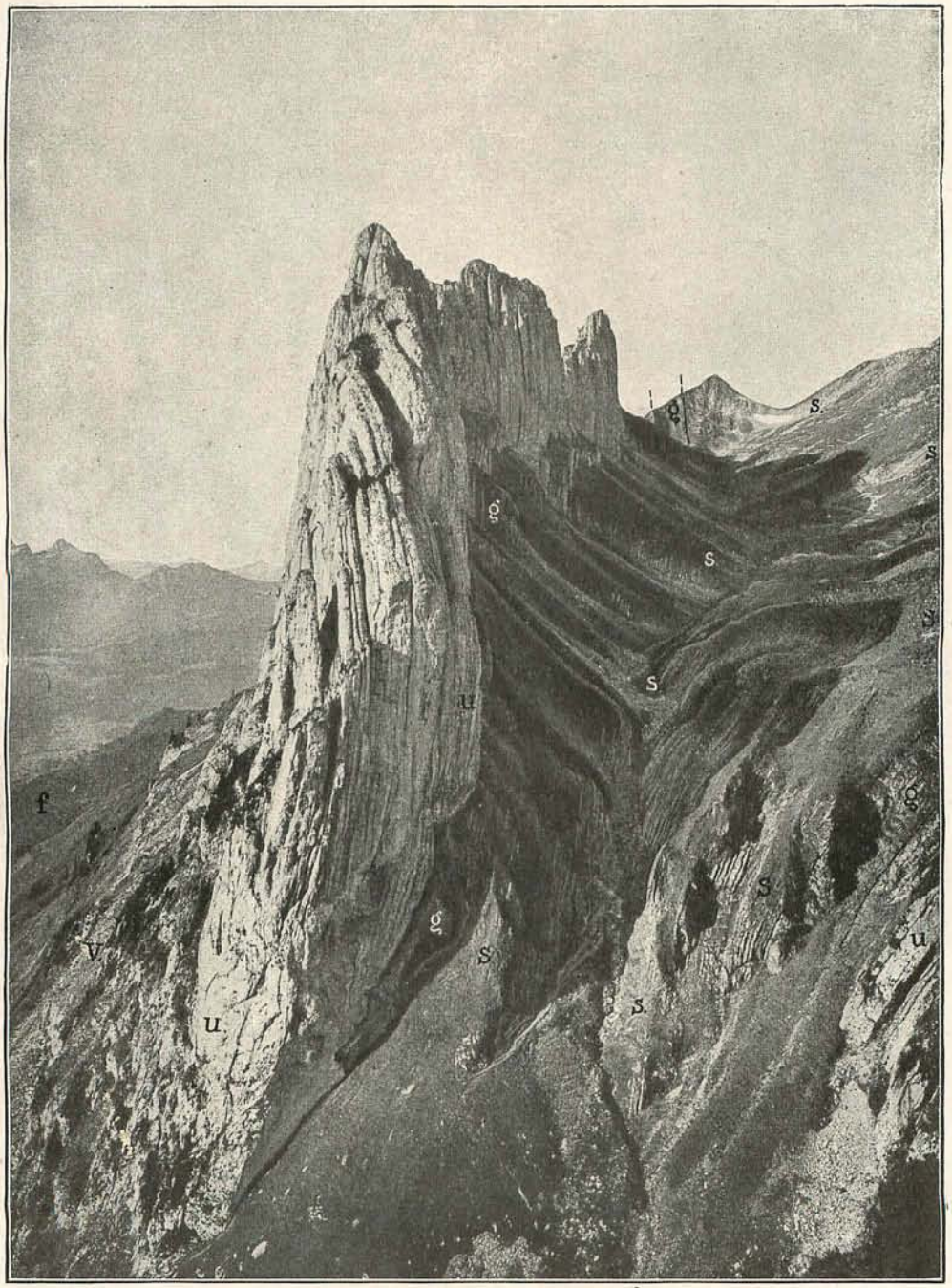
Alb. Heim, Geologie d. Schweiz Bd. II

SAENTISGEBIRGE
nach einer Fliegeraufnahme von Leutnant J. Studer
Blick gegen WSW

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig


SÄNTIS
(Alpstein)
1:50 000
m miocäne Mollasse (Ngfl.)
f Flysch
n Nummulitengest.
a Amdenersch. (Senon)
s Seewersch. (Turon)
g Gault (Albien)
u Schrattenk.
d Drusbergsch.
k Kieselk. (Hauterivien)
v Valangienkalk
v Valangienmergel
o Oehrlik.
o Oehrlimgl.
Aptien und Barrém.
„Berrias."
NW.
SE.
Hohe Kasten
Steig
Rheintal
Bergli
500 m
Hundstein
Kreuzberge
Marwies
Roslenfirst
Fählen
Ebenalp
Hüttenalp
1000 m
Altmann
Rotsteinpaß
Kraialp
Oehrli
Roßmaad
Gätterifirst
Tesel
Berndli
Säntis
Schafberg
Gulmen
Frosalp
Wildenburg
Wildhaus
Schwäg-Alp
Thurwies
Silberplatte
Stoß
Bogenköpfe
Widderalp
Alpli
Stein
Plättli
Stockberg
Schindelenberg
Schwendigrat
Churfirsten
Thurtal
Thur
0
2
3
km
Gez. v. Alb. Heim

S Sichelkamm Kreuzberge Mutschen Roslen N

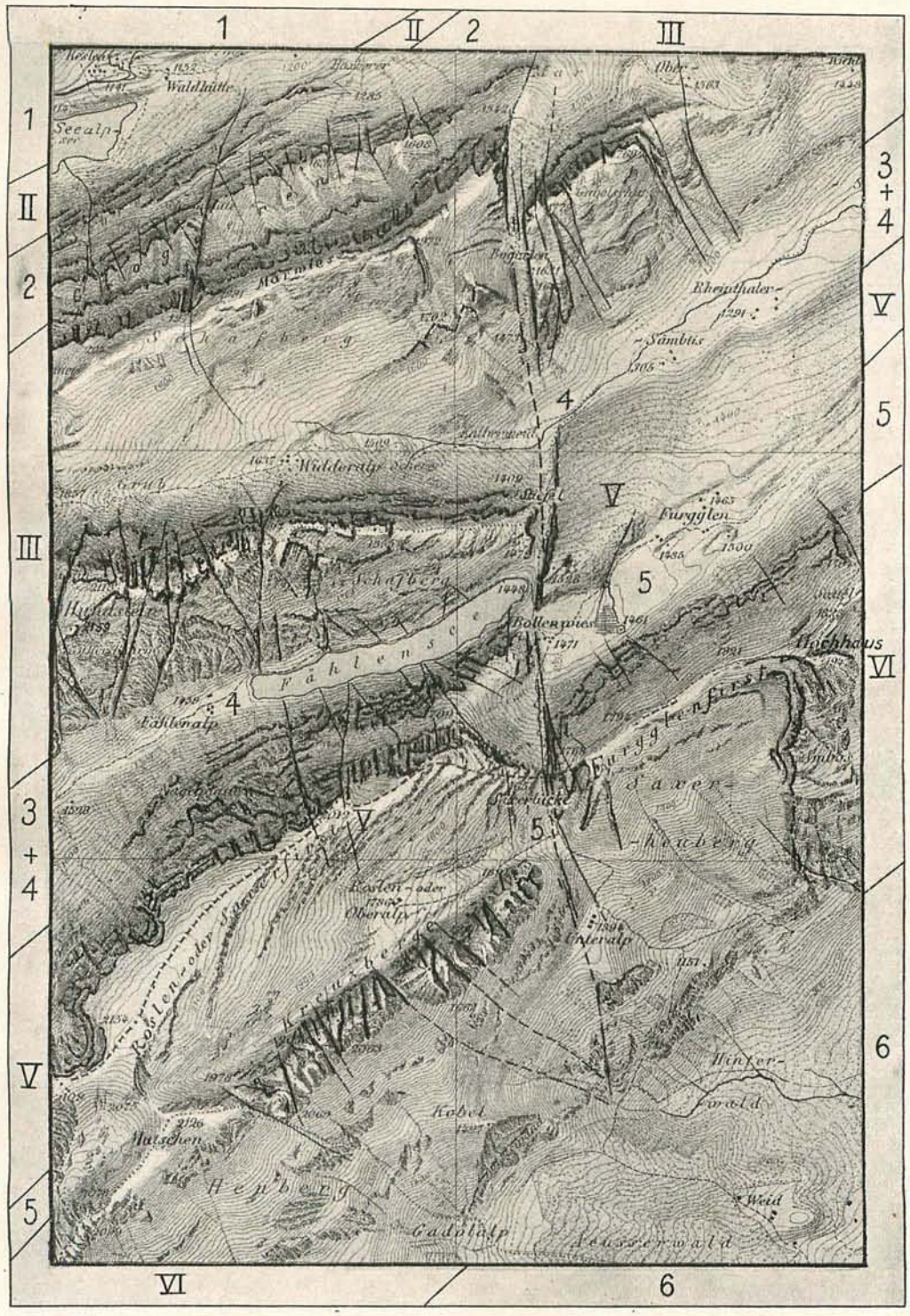



KREUZBERGE VON DER SAXERLÜCKE ⟨SÄNTIS⟩

Phot. Arnold Heim

v = Neocomien und Valangien, u = Schrattenkalk, g = Gault, s = Seewerkalk, f = Flysch

Die linke Hälfte des Bildes ⟨Kreuzberge⟩ wird eingenommen vom stehengebliebenen N-schenkel des Gewölbes VI des Säntissystems ⟨vergl. Tafel XVII B⟩, die rechte Seite ⟨Gehänge der Roslenfirst⟩ vom S-schenkel des Gewölbes V. Das schattige Tal liegt in der Zwischen-liegenden isoklinalen Seewerkalkmulde. Scheitel und Kern von Gew. VI sind abgewittert.




DER SAX-SCHWENDI-BRUCH IM SÄNTISGEBIRGE

Die Gewölbe I-VI und die Mulden 1-6 sind nach der Talbildung durchschnitten. Der Fählensee ist durch das vorgeschobene Gewölbe V als Riegel in der Mulde 3 und 4 gestaut. Verglichen Taf. XVII.

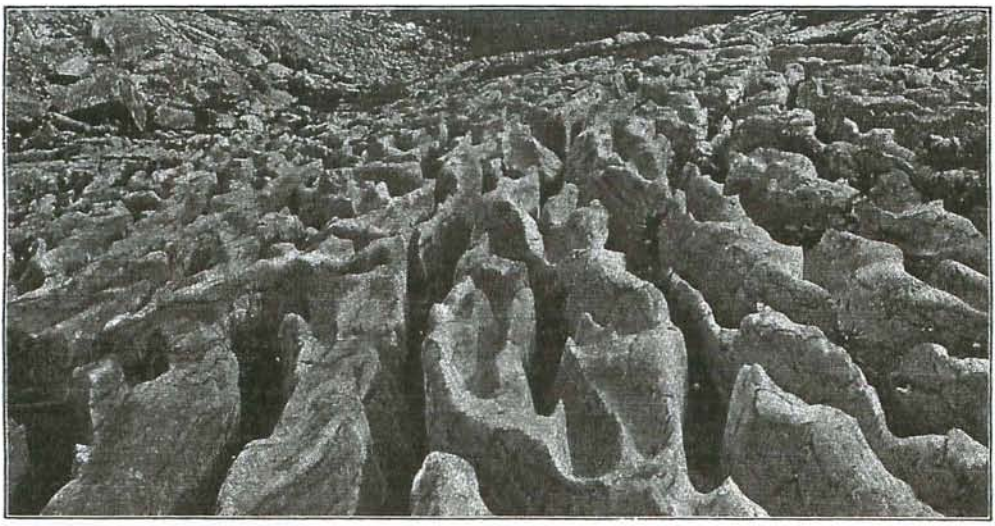
Alb. Heim, Geologie der Schweiz Bd. II

Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig

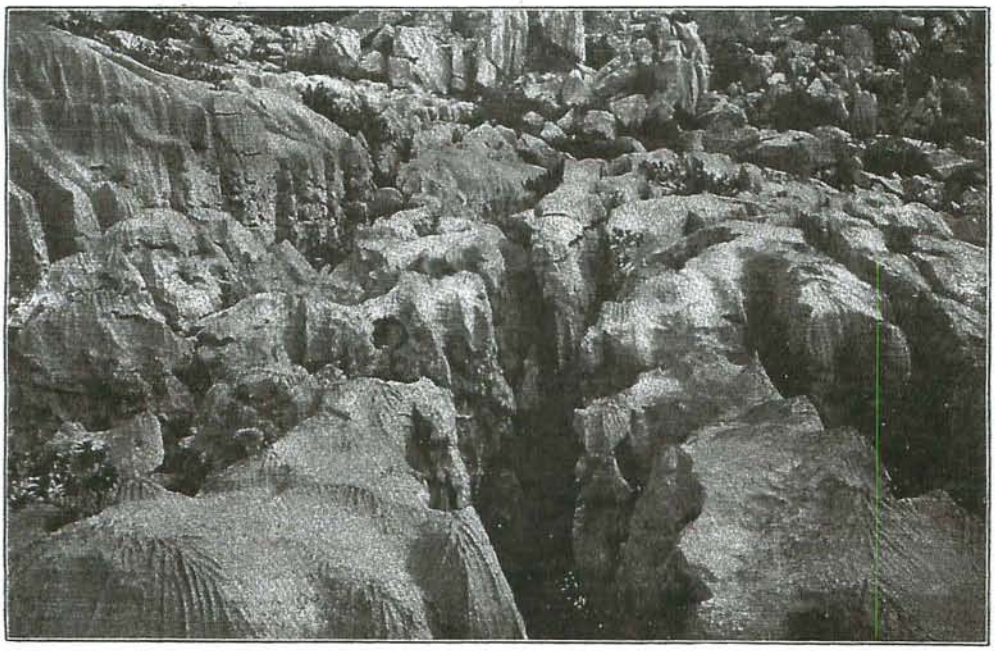
Bd II 1. Teil zu S. 416



# KARRENFELDER
## in den Kreidefelsen des helvetischen Deckengebirges



Karren im Seewerkalk am Sichelkamm 1700 m. Phot. Arn. Heim



Karren im Schrattenkalk am Mattstock 1650 m. Phot. Arn. Heim



Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig

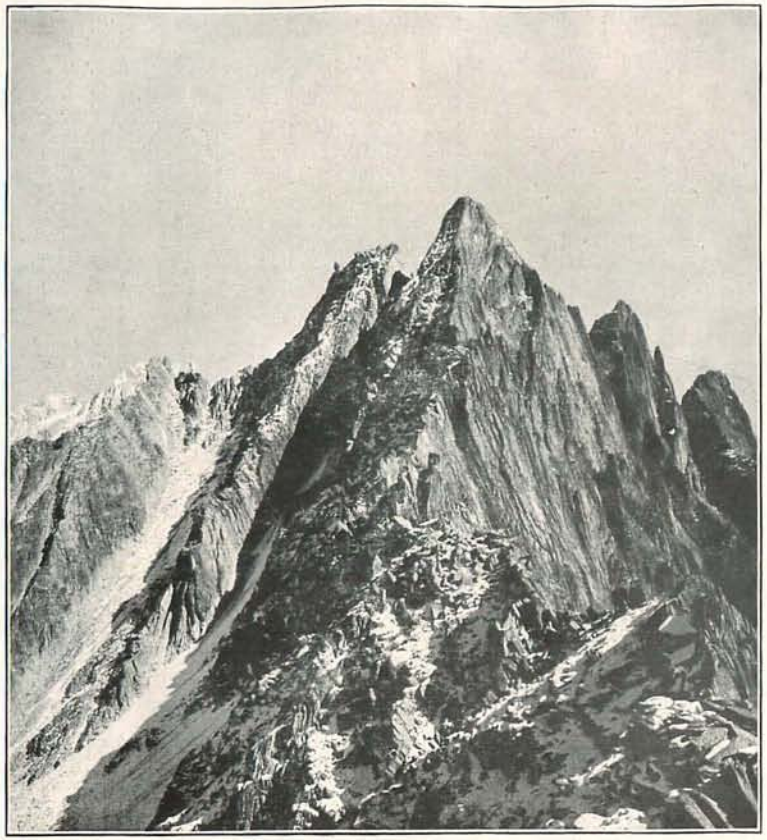


Fig. 21. Blick vom Mattenberg im Fellital gegen Sonnigwichel ⟨Aarmassiv⟩.
Zeigt durchgreifende Druckschieferung der kristallinen Silicatgesteine.
Phot. Fr. Weber. 20. IX. 1901.

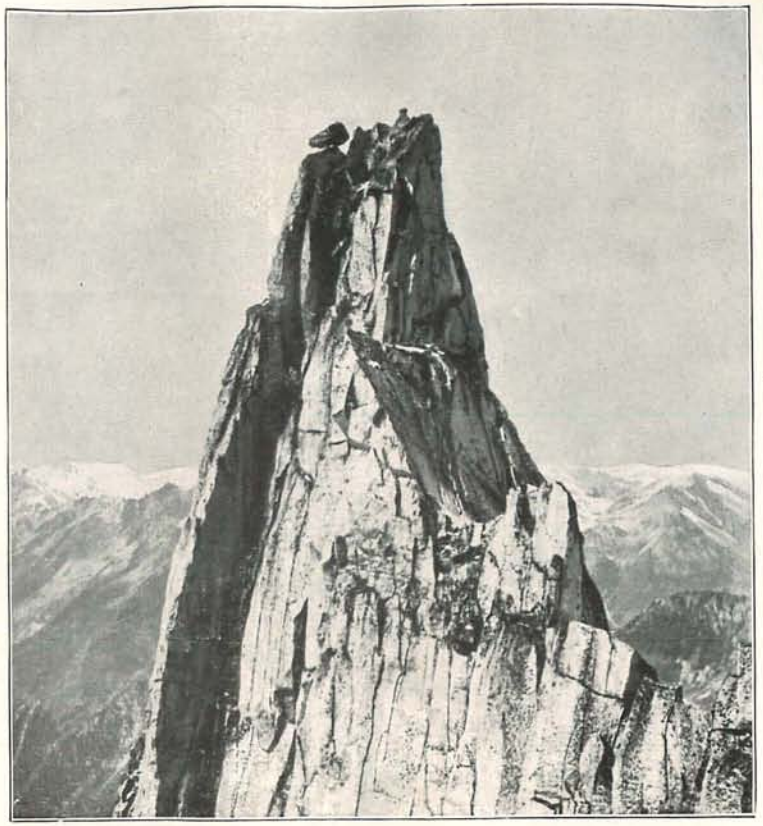


Fig. 22. Cima del Largo ⟨Bergellermassiv⟩.
Zeigt Klüftung des jungen Granites ohne Druckschieferung.
Phot. R. Staub. 11. VIII. 1917.



Verlag von Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig

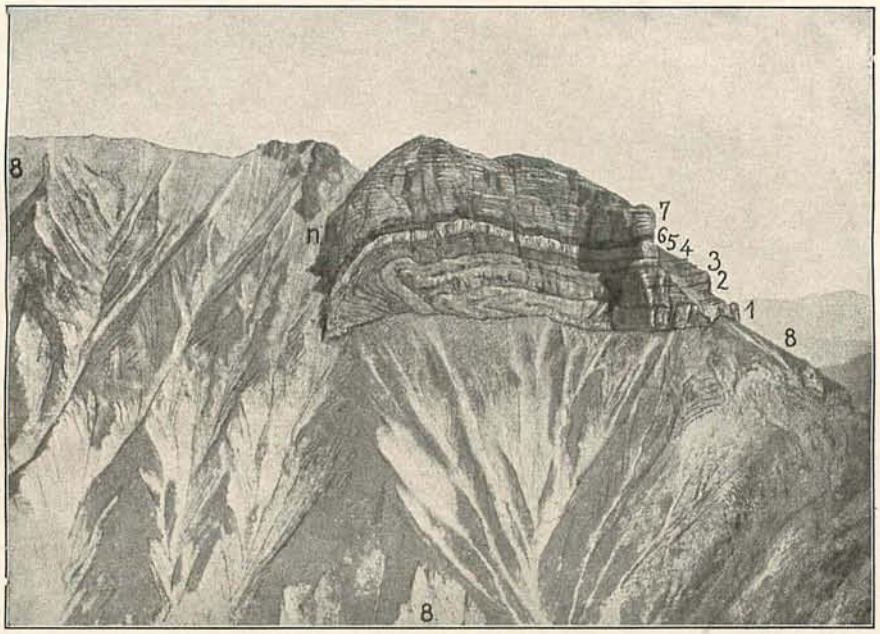



Fig. 119. Westseite des Drachenberg im Calfeusertal von der Gigerwaldspitze aus, nach K. Tolwinski 1910.

1 = Malm-Korallenkalk; 2 = Malm-Zementsteinsch.; 3 = Öhrlikalk und Valangienkalk; 4 = Kieselkalk und Drusbergschichten; 5 = Schrattenkalk; 6 = Gault; 7 = Seewerkalk und Seewerschiefer; n = entsprechende Lage des Nummulitenkalkes am Aelplikopf; 8 = Flysch.

Hochwart 2678 Piz Sol 2847




Phot. F. W. Sprecher, Vättis

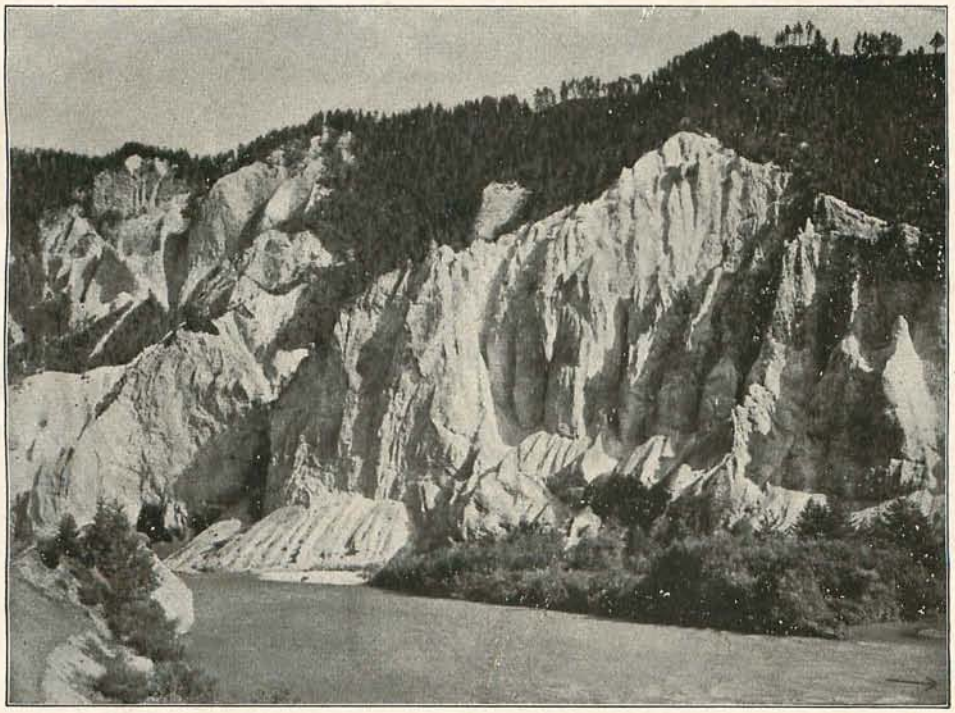
Fig. 120. Die Grauen Hörner von Westen.

V = Verrucano, überschoben, nach N tauchend; die Täler darunter in Flysch eingeschnitten.




Phot. F. W. Sprecher, Vättis

Fig. 122. Die Verrucanoüberschiebung an der S-Seite des Segnespaß.
1. Verrucano. 2. Lochseitenkalk. 3. Flysch.



Phot. Arnold Heim, 1919

Fig. 132. Die Rheinschlucht im Flimserbergsturz unterhalb Station Versam. Blick gegen NW. An der Oberkante Grundmoräne.

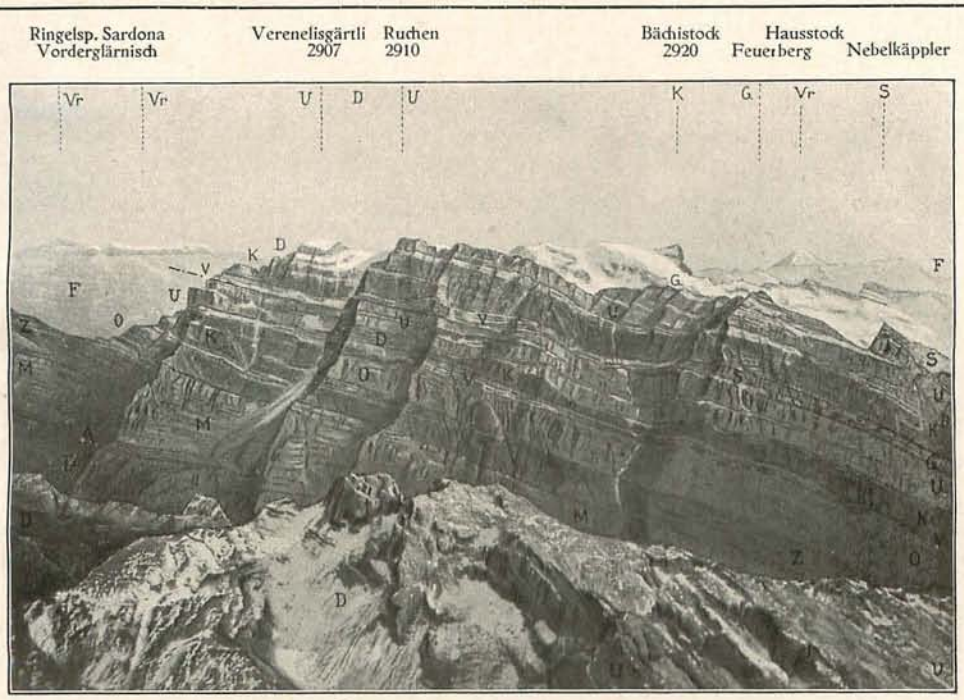



Fig. 137. Der Glärnisch von NW, vorn der Rädertenstock 2295 m
Fliegeraufnahme von Arnold Heim 26. IX., $3^{45}$; geologische Zeichnung nach J. Oberholzer

D = Dogger, A = Argovien, M = Malmkalk, Z = Zementsteinschicht., O = Öhrlikalk, V = Valangien, K = Kieselkalk, D = Drusbergschicht., U = Schrattenkalk, G = Gault, S = Seewerkalk. Im Hintergrund: F = Flysch, Vr = Verrucanodecke, —.—.— = Überschiebung der Bächistockd. auf d. Axendecke. Man beachte das allgemeine axiale SW — Fallen.




Fig. 141. Der Pilatus von W.
nach d. Relief 1:10000 von Alb. Heim u. A. Buxtorf.

1 = Valangienmergel, 2 = Valangienkalk, 3 = Kieselkalk, 4 = Echinodermenbr., 5 = Drusbergsch., 6 = Schrattenkalk, 7 = Orbitolinensch., 8 = Assilinengrünsand, 9 = Nummulitenk. (Complanatasch.), 10 = Hohgantsandst., 11 = Stadschiefer, 12 = Schlierenflysch überschoben, F = Subalpiner Flysch, Mo = Molasse. Orographie: S = Kleinschliere, G = Gnepfstein, E = Eigental, K = Klimsenhorn, E = Esel 2122, L = Lopperberg, M = Mueterschwandenberg, St = Stanserhorn (Klippendecke).