Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich (1985) *130*/1: 92–114

Zur Relief-, Tal- und Klimageschichte der zentralen und östlichen Schweizeralpen

Teil 1: Das Geschehen vom mittleren Oligozän bis ins frühe Miozän[1]

René Hantke, ETH Zürich

Relief-, Tal- und Klimageschichte ergeben sich aus der Kombination tektonischer Ergebnisse mit geröllanalytischen, erdgeschichtlichen und ökologischen Fakten. Sie haben sich während Gebirgsbildung und Abtrag mannigfach gewandelt; einzelne Phasen lassen sich noch rekonstruieren.

Die mitteloligozäne Altdorfer Schüttung verrät ein Liefergebiet in W-Mittelbünden und ein Zurückgreifen bis in die NNW-orientierten Quelläste des Brenno della Greina.

Die Molasse-Fächer von Rigi-Rossberg weisen mit Geröllinhalt, Wurzeln und dahinter mündender Quersenke ins Schams, Rheinwald und Avers. Im kühleren jüngsten Oligozän wurde die Schüttung kristallinreich und zum Hohronen abgedrängt. Mit dem zum andinen Hochgebirge aufgestauten und dabei vergletscherten Bergeller Massiv wurde das Hinterland erweitert: Bergeller und Oberengadiner Eis floss nach N bis Tiefencastel; Schmelzwässer legten die Schin-Schlucht an und stellten den Anschluss zum Hinterrhein her.

Im Toggenburg entspricht die Speer-Schüttung der tieferen Rigi-Abfolge. Mit der Pfingstboden–Kronberg-Schüttung aus dem Oberhalbstein erweiterte sich das Einzugsgebiet ins Prättigau.

Die Gäbris-Schüttung stammt aus dem Quellgebiet der Ill. Die jüngeren Sommersberg- und Pfänder-Nagelfluhen wurden durch Lutz, Frutzbach und Bregenzer Ach aus dem Flyschgebiet Fäneren–Vorarlberg geschüttet.

Relief development and climatic history of the Central and Eastern Swiss Alps
Part 1 Middle Oligocene to early Miocene

The history of valley formation and climatic variation result from combined studies of tectonics, gravel and heavy mineral contents, stratigraphy and paleoecology of Molasse fans and fission track datings of igneous rocks.

Orogenic uplifts caused changes in Alpine drainage pattern, but main valley excavations were produced by early glacier advances during cool phases. Relict reliefs still exist on the former continental divide. The early-middle Oligocene Altdorf fan had two sources: the western Middle Grisons and the NNW-trending valleys of the Brenno della Greina river. In late Oligocene, after the Gotthard massif uplift, these valleys had become tributaries of the Ticino river. The Molasse fans were formed by release of lakes dammed by landslides or mudflows. The Rigi-Rossberg fans had their sources in the Schams, Rheinwald and Avers valleys. The succeeding Hohronen fan was built during the latest-Oligocene climatic deterioration. Uplift also increased glacial activity, which widened the valley-heads from the Sursess back to the Bergell and Bernina mountains, so that ice flowed through the Septimer and Julier passes to Tiefencastel. Its meltwaters initiated the Schin gorge and formed a connection with the Posterior Rhine.

The Speer fan, corresponding to the lower Rigi deposits, originated in the Sursess and Arosa area, and the early Miocene Pfingstboden-Kronberg fan added the Prättigau valley to its source area. The Gäbris fan was built up by an early Ill river; the younger Sommersberg and Pfänder fans were derived from the Flysch mountains of the Fäneren and Vorarlberg by the Lutz, Frutzbach and Bregenzer Ach rivers.

[1] Das Literaturverzeichnis findet sich am Schluss von Teil 2 im Heft 1985/2.

1 Problemstellung

Bei der alpinen Talbildung kommt dem tektonischen Bauplan und den durch seine Umgestaltung laufend sich ergebenden Korrekturen vorrangige Bedeutung zu. Bereits beim Emporheben des werdenden Gebirges über den Spiegel des perialpinen Meeres folgten die ersten Wasserläufe *vorgezeichneten Strukturen*. Dies ereignete sich auch während des weiteren, im einzelnen recht kompliziert verlaufenden und noch sich vollziehenden tektonischen Geschehens. So stellte schon R. Staub (1934: 31) fest, dass sein erstes Versuchsbild einer Rekonstruktion der «tektonischen Oberfläche» der Alpen prachtvolle Zusammenhänge mit heutigen Talsystemen aufgedeckt hätte. Sodann wies er – wie seine Vorgänger A. Ludwig (1910, 1919), J. Cadisch (1928), K. Boden (1931) – auf den engen Zusammenhang der alpinen Gestaltungsgeschichte mit den Schüttungen der Abtragungsprodukte, den Molasse-Sedimenten, im Vorland hin. Dabei sind die Wechselbeziehungen zwischen dem während der Gebirgsbildung sich wandelnden tektonischen Relief und der Schuttausfuhr aus den Alpen laufend zu verfolgen. Dies kann nur geschehen mit einer minuziösen litho- und biostratigraphischen Gliederung der Molasse: Geröll- und Schwermineral-Inhalt widerspiegeln die Einzugsgebiete, von denen oft noch Relikte erhalten sind. Die Reichweiten der Geröllschübe geben Hinweise über Veränderungen von Relief und Gefälle; der Fossilinhalt zwischen den Schüttungen, vorab Säuger- und Pflanzenreste, erlaubt mit biostratigraphischer Feingliederung eine korrelate Einstufung des alpinen tektonischen Geschehens sowie der Relief- und Talgeschichte. Neben dem Ablagerungsmilieu gestattet der Fossilinhalt Aussagen über das im Vorland herrschende Klima; Pollenspektren und Relief-Rekonstruktionen ermöglichen solche über die Abtragungsgebiete sowie über den zeitlichen Wandel von Wald- und Schneegrenze.

Wie die Molasse-Schüttungen im Schweizer Mittelland eindrücklich zeigen, haben sich die einzelnen Schüttungsbereiche und damit die alpinen Flussläufe, trotz auffälliger Konstanz der Haupttäler, im Laufe der Molassezeit gewandelt. Geröll- und Schwermineral-Inhalt lassen erkennen, dass sich die Abtragungsgebiete, das alpine Relief, laufend verändert haben müssen, so dass sich die berechtigte Frage stellt: Finden sich in den Alpen noch Gebiete, die nach ihrer ersten tektonischen Gestaltung über einen grösseren Zeitraum hinweg vor erosivem Abtrag weitgehend verschont geblieben sind? Gibt es Relikte eines präglazialen oder gar eines noch älteren, molassezeitlichen alpinen Reliefs? Dass sich hinter solchen Fragestellungen berechtigte Zweifel verbergen, ist verständlich. Sind nicht die Alpen schon in den Eiszeiten von den mehrfach vorgestossenen Gletschern und ihren Schmelzwässern, von Berg- und Felsstürzen in ihren Abschmelzphasen derart umgestaltet worden, von den Veränderungen in der rund 15mal länger dauernden Molassezeit mit ihren Schüttungs-, Stauch- und Zerbrechungsphasen ganz zu schweigen? Ist es da nicht zum vorneherein hoffnungslos, ja vermessen, irgendwo alte Reliefrelikte finden zu wollen? Oder fallen wir wieder zurück in die Zeit vorschneller Rekonstruktionen «alter Talböden»?

Dass der erdgeschichtliche Abtrag räumlich und zeitlich recht verschieden intensiv vor sich gegangen ist und noch immer vor sich geht, lehrt bereits die aufmerksame erdgeschichtliche Betrachtung eines kleinen Ausschnittes. Da finden sich doch im Bereich der zentralen und ostalpinen Hochflächen Gebiete mit bescheidenem Abtrag und anderseits – etwa längs Bruchsystemen – bedeutende Eintiefungen zu den Haupttälern. Diese folgen alpinen Grossstrukturen; in ihnen hat sich die Erosionsleistung mehr auf glaziale Ausweitung bestehender Anlagen und auf das Wegführen des von den Talflanken und aus den Seitentälern anfallenden Schuttes konzentriert.

Damit ist der Weg gewiesen, wo in den Alpen allenfalls alte, in der Folge nur wenig überprägte Reliefrelikte zu erhoffen sind. Wohl ist das Fahnden nach derartigen Bereichen nicht einfach, aber, besonders um die Hauptwasserscheide, doch nicht ganz hoffnungslos. Letztlich könnte es gelingen, die alpinen und perialpinen Gebiete in solche mit verschieden grosser Umgestaltung zu gliedern, diese gar räumlich und zeitlich grob quantitativ zu erfassen, sind doch in den letzten Jahrzehnten aus den verschiedensten erdwissenschaftlichen Disziplinen derart viele Fakten zusammengetragen worden, dass es an der Zeit ist, diese nach klimageschichtlichen und morphogenetischen Gesichtspunkten in erdgeschichtliche Konzepte einzubauen. Dass dabei die ersten *Modelle* sich da und dort als verbesserungsfähig erweisen werden, soll nicht daran hindern, klimageschichtlich untermauerte und zeitlich möglichst genau fixierte relief- und talgeschichtliche Darstellungen zu skizzieren und diese laufend dem Kenntnisstand entsprechend zu korrigieren.

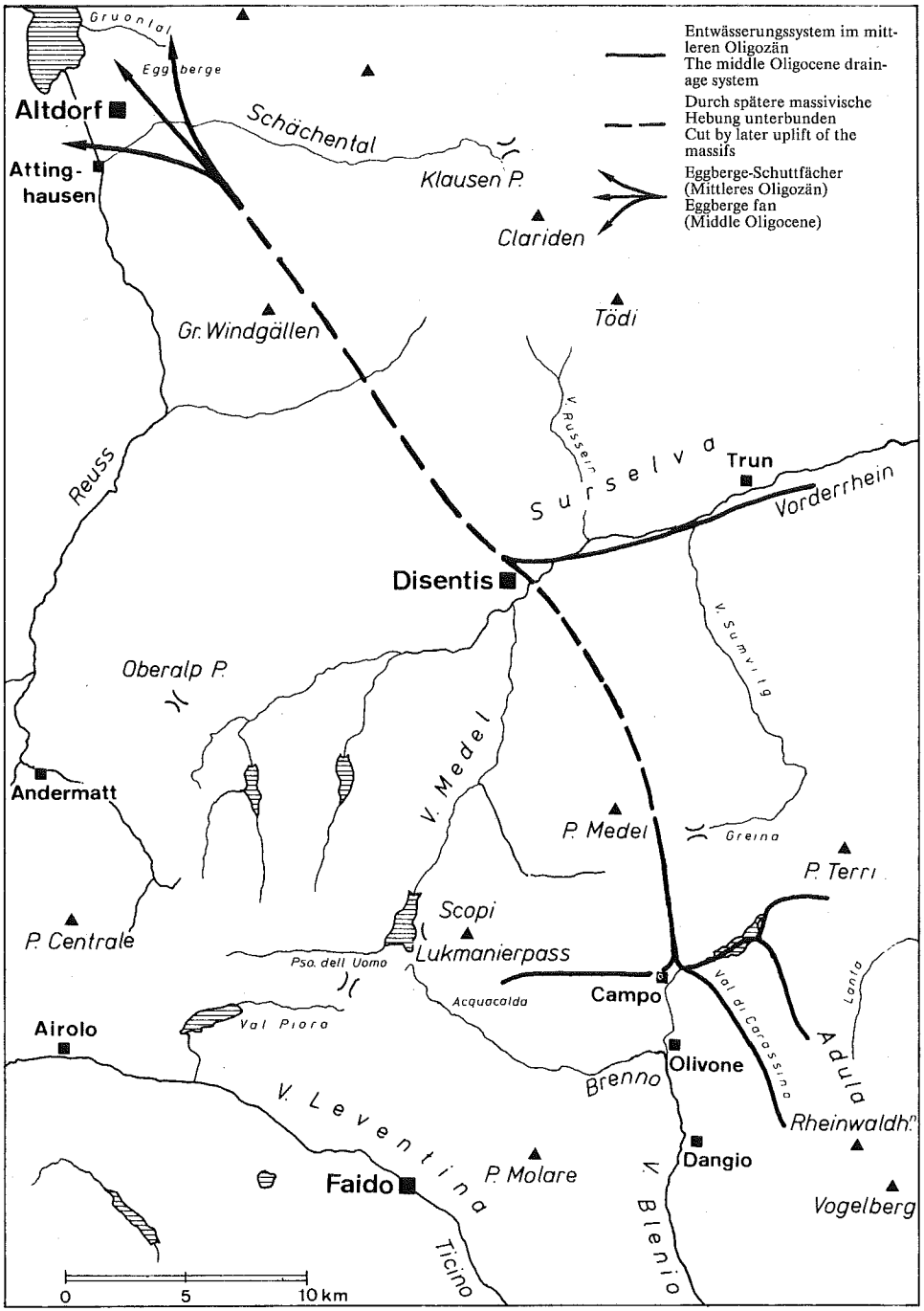
Im Anschluss an eine paläoklimatisch und durch Hebungs- und Abtragungsraten abgestützte Relief- und Talgeschichte des Bergeller Hochgebirges, der zentralen Südalpen und der angrenzenden Gebiete (R. Hantke, 1984c), die mit einer Tangierung des Ur-Aaresystems und damit der Napf-Schüttung bereits auf die Alpen-Nordseite übergegriffen hat, sei der Versuch auf die zentralen und östlichen Schweizer Alpen ausgedehnt.

2 Die älteste früh- bis mitteloligozäne Geröllschüttung

Von der ältesten Nagelfluh-Schüttung der Zentralschweiz, vom *Eggberge-Schuttfächer* N von Altdorf, sind am Ausgang des Schächentales und um Attinghausen nur noch wenige km² erhalten (Bild 1). Ein kleiner Schubspan wurde bei der Überschiebung der helvetischen Decken weggerissen und an den Alpenrand verfrachtet (A. Buxtorf, 1916). Doch hat diese Schüttung mit *unterem und* – als dessen Überguss – mit *oberem Altdorfer Sandstein* sowie, im Gruonwald und am Höchegg, mit mächtigen *Gruontal-Konglomeraten,* die

Bild 1 Die mitteloligozänen Quelläste des Eggberge-Flusses im westlichen Mittelbünden und im heutigen Quellgebiet des Brenno della Greina, eines Zuflusses des Tessins. ▶

Fig. 1 The middle Oligocene tributaries of the Eggberge river in the western Middle Grisons, and in the present source area of the Brenno della Greina, a tributary of the Ticino river.


Gruonital
Eggberge
Altdorf
Schächental
Attinghausen
Klausen P.
Clariden
Gr. Windgällen
Tödi
Reuss
V. Russein
Surselva
Trun
Vorderrhein
Disentis
Oberalp P.
V. Medel
V. Sumvitg
Andermatt
P. Medel
Greina
P. Terri
P. Centrale
Scopi
Lukmanierpass
Pso. dell Uomo
Acquacalda
Campo
Val di Carassina
Lanta
Adula
Airolo
Val Piora
Olivone
Brenno
V. Leventina
Rheinwaldh.
Dangio
Faido
P. Molare
V. Blenio
Vogelberg
Ticino
0
5
10 km
Entwässerungssystem im mittleren Oligozän
The middle Oligocene drainage system
Durch spätere massivische Hebung unterbunden
Cut by later uplift of the massifs
Eggberge-Schuttfächer (Mittleres Oligozän)
Eggberge fan (Middle Oligocene)

schon stark an die späteren Molasse-Nagelfluhen anklingen, einst eine grössere Ausdehnung besessen, was aus ihrer Verbreitung hervorgeht. Sie dürfte seinerzeit, an der Wende vom älteren zum jüngeren Oligozän, vor rund 30 M a (Millionen Jahren), aufgrund der Sedimentstrukturen, wenig unter bzw. wenig über dem Meeresspiegel abgelagert worden sein.

Aus dem Gruonwald N von Altdorf hat schon J. Schumacher (1949) Gerölle von der S-Seite des Aar-Massivs, nach W. Huber (in Schumacher) um Sedrun – Granite, Quarzdiorite, Diorit-Aplite – und nach W. Brückner seltene aus der Sedimenthülle – Nummulitenkalke – erkannt.

Häufig sind Komponenten südlicher Herkunft; ein Teil dürfte aus nordpenninischen Decken stammen (H. Jenny et al., 1923): Gneise, Zweiglimmer-, Phengit- und Granat-Gneise sowie Hornfelse. An nordpenninisch-südhelvetischen Sedimenten liegen vor: Oberkreide-Sandsteine mit Sideroliten und jüngsten Globotruncanen, Alveolinen- und Lithothamnienkalke sowie Einsiedler Nummulitenkalke, sodann solche östlicher Äquivalente der mittelpenninischen Klippen- und der hochpenninischen Simmen-Decke: dichte, gelbbraune dolomitische Kalke, Spongolithe und kieselige Spongienkalke, Flekkenkalke mit Radiolarien, teils brekziöse Typen, rote und rotgrün-geflammte Radiolarite, Malm- und Tithonkalke sowie verschiedene Flysch-Gesteine: Kiesel- und Sandkalke, brekziöse Kalksandsteine und Nummulitenkalke. Aufgrund dieses Geröllinhaltes ist das Einzugsgebiet des Flusses, der das Gruontal-Konglomerat geschüttet hat, S des Aar-Massivs, im Bereich der nord-, mittel- und hochpenninischen Decken, zu suchen, einerseits am ehesten im Kristallin-Gebiet der *westlichen Adula* (Bilder 1 und 2), anderseits in den Sedimentgesteinen des *westlichen Mittelbünden.* Dieser Raum wird durch Gerölle eines rechtsseitigen Zuflusses aus ursprünglich S des heutigen Vorderrheins gelegenen östlichen Äquivalenten der Klippen- und der Simmen-Decke belegt.

Als Möglichkeit eines südlichen Quellastes bietet sich der Ri di Carassino an, heute ein Zufluss des Brenno della Greina (Bild 2). Ein weiteres Relikt der S der heutigen Wasserscheide merkwürdig gegen NNW verlaufenden Val di Carassino zeichnet sich in der nördlichen Fortsetzung ab, in der Talung des Passo Muazz, zwischen Sosto und Forcadona, gegen das Becken von Campo Blenio (Bild 2). Damit ergeben sich weitere Möglichkeiten für das *Quellgebiet des Eggberge-Flusssystems:* die *Val Luzzone* mit der *V. Scaradra* und die *V. di Campo.* Sie alle haben damals auf einem höheren Niveau noch in umgekehrter Richtung, durch die V. Camadra, nach N entwässert.

Da der früh- bis mitteloligozäne Eggberge-Schuttfächer ursprünglich weiter S abgelagert worden sein muss – das Aar-Massiv war noch nicht zum Hochgebirge emporgestaut –, reduziert sich der heutige Transportweg zunächst um einige Kilometer. Der letzte Akt erfolgte erst später, im jüngsten Miozän und im Pliozän, passiv über Gleithorizonten an der Basis der helvetischen Decken. Nach der Ausscherung der subhelvetischen und helvetischen Schichtstösse aus ihrem einstigen Ablagerungsraum – dem S-Rand des Aar-

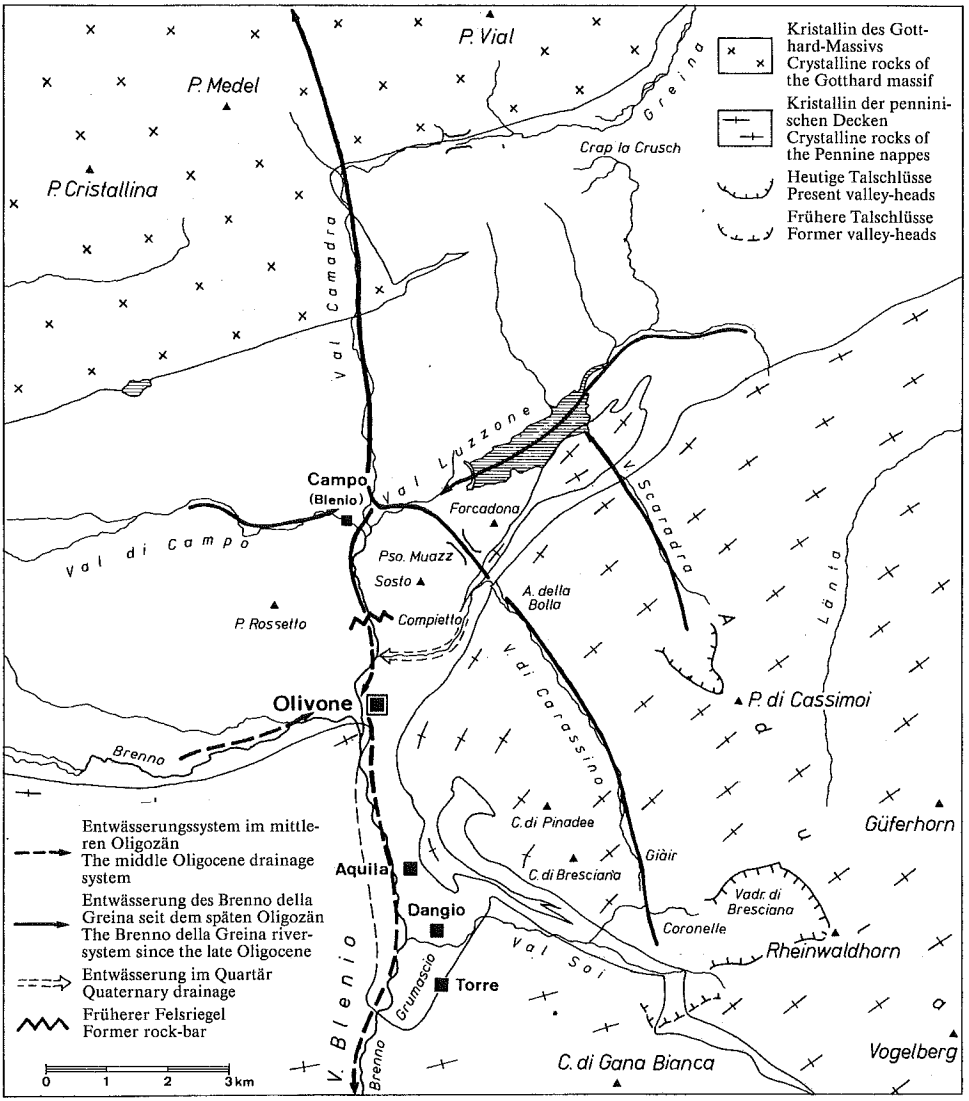


Bild 2 Die zweifache Ablenkung des Ri di Carassino, eines bereits im mittleren Oligozän existierenden Quellastes des Eggberge-Flusses, der schon im jüngeren Oligozän dem Tessin tributär wurde.

Fig. 2 The twice-diverted Carassino stream flowed in the middle Oligocene into the Eggberge river, in the later Oligocene into the Ticino river.

Massivs, dem Tavetscher Zwischenmassiv und dem N-Rand des Gotthard-Massivs – sind diese gestaucht worden, so dass die Breite des Sedimentationsraumes zur Schüttung von Altdorfer Sandstein und Gruontal-Konglomerat noch etwas grösser war. Für dieses tektonische Geschehen ist zunächst die Raumbreite der abgewickelten subhelvetischen Schuppen und der helvetischen Decken hinzuzufügen, sodann jene der ursprünglich noch auf die Massivrücken reichenden Sedimentbedeckung abzuziehen. Für den subhelvetischen und helvetischen Raum ergeben sich im Reusstal-Querschnitt 7–8 bzw. 15 km (R. Hantke, 1961). Schwerer abzuschätzen sind die Sedimentbedeckung der Massive und interne Stauchungen; doch dürften diese nur gering gewesen sein, so dass sich insgesamt rund 25 km ergeben. Damit hätte der Transportweg längs des Carassino-Astes – trotz aller Unsicherheitsfaktoren – sich um 70–75 km bewegt.

Aufgrund von Geröllgrössen und Schüttungsstrukturen ist im Unterlauf kaum mit mehr als 1–1,5% und im Mittellauf mit 2–4% Gefälle zu rechnen. Damit ergäbe sich nach 60–65 km eine Höhenlage von maximal 1100–1300 m. Für die letzten 8–10 km des Oberlaufes mögen 5–25% – wie sie sich heute in der V. di Carassino gegen den Vadrecc di Bresciana abzeichnen, realistisch erscheinen. Nur der letzte, steilere Anstieg hinauf zum Rheinwaldhorn mit rund 40–50% dürfte noch kaum in der heutigen Form vorgelegen haben. So hätte das Adula-Gebiet im mittleren Oligozän bis auf 2200 m, der höchste Gipfel bis 2400 m emporgeragt, während sich die Höhen von der V. di Carassino zum Rheinwaldhorn heute zwischen 1700 und 3400 m bewegen (Bild 3). Dazwischen ist jedoch die Adula-Gruppe höher gestaut und später mehrphasig wieder abgetragen worden.

Für eine im Adula-Gebiet einst viel weiter gegen S reichende Hauptwasserscheide bieten sich keine Anzeichen. Wohl verlief die V. di Carassino noch etwas weiter gegen S, aber kaum bis an die Cima di Gana Bianca; weiter E, in der V. Scaradra, ist dagegen der ehemalige Talschluss am Pizzo di Cassimoi noch weitgehend erhalten (Bild 2). Damit dürfte den Höhenwerten – zur Ablagerungszeit des Eggberge-Schuttfächers noch auf einem tektonisch höheren Niveau – eine gewisse Wahrscheinlichkeit zukommen. Der Fehler mag, wie bei allen Höhenangaben, sich um ± 10% bewegen.

Während die Länge des gegen N abgeflossenen Eggberge-Flusses 70 bis 75 km betragen hat, ergeben sich für die gegen S erfolgte Entwässerung – schon ohne Berücksichtigung der späteren Stauchung – bereits über 80 km, so dass sich im Querschnitt Altdorf–Disentis–Rheinwaldhorn–Chiasso im oligozänen Alpenkörper eine geringe Asymmetrie gegen S abgezeichnet hat, während diese im Querschnitt Arth-Goldau–Chiasso heute eher gegen N tendiert.

Aufgrund von Insektenfaunen aus dem älteren Oligozän Frankreichs gelangte N. Théobald (1937) für den Midi zu Jahresmitteltemperaturen um 25 °C; wegen der reichlichen Niederschläge möchte er den Klima-Charakter mit jenem von S-China oder gar von Indien vergleichen, was noch zu präzisieren wäre. Heute bewegen sich die Jahresmittel in S-Frankreich um 14–16°. In



Bild 3 Die Val di Carassino, der westliche Sammeltrog des Adula-Eises, von der Adula-Hütte gegen den Piz Medel (3211 m) in dem vom jüngsten Oligozän an hochgestauten Gotthard-Massiv. Links die Colma mit der Sackung W der Alpe Cassimoi (Bildmitte). Aus: G. Zeller, 1964.

Fig. 3 A view down the northwest-oriented Carassino valley which received ice from the Adula Mountains. The Piz Medel (3211 m), which rose with the later uplift of the Gotthard massif, lies in the background. To the left, the Colma mountain displays a slumped mass of the Alp Cassimoi (middle of the photo). From G. Zeller, 1964.

der Zentralschweiz, im Küstenbereich des Eggberge-Schuttfächers, lagen diese jedoch bereits im Oligozän etwas tiefer als in S-Frankreich. Zunächst liegt Altdorf um 3½ Breitengrade nördlicher; heute bewegt sich dort das Jahresmittel um 9°, reduziert auf Meereshöhe um gut 11°. Bis zur Schüttung von Altdorfer Sandstein und Gruontal-Konglomerat, bis an die Grenze Früh-/Mitteloligozän, dürften die Paläotemperaturen einen generellen Abfall von 2–3° erfahren haben. Damit ergäbe sich ein um 5–6° tieferes Jahresmittel als für S-Frankreich, also 19–20 °C. Die Waldgrenze mag damit schon am Alpenrand um 3500 m gelegen haben, so dass nicht nur die V. di Carassino, sondern das ganze Adula-Gebiet bis zum Rheinwaldhorn bewaldet gewesen sein dürfte, die Gehänge somit vor erosivem Abtrag weitgehend geschützt waren.

Mit dem späteren Aufstau von Gotthard- und Aar-Massiv musste der oligozäne Ri di Carassino einen andern Abflussweg finden. Bereits beim ersten Emporheben des Gotthard-Massivs, besonders des Medelser Granitstockes – Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten aus Medelser Granitgneis vom Lukmanier ergaben ein Abkühlalter auf 300° von 21,7 ± 5,6 M a (E. Jäger et al.,

1967) – wurde die Entwässerung durch die Val Camadra gegen N unterbunden. Hinter dem Felsriegel Pizzo Rossetto–Sosto dürfte sich zunächst ein See aufgestaut haben, der jedoch im Störungsbereich zwischen den beiden Gipfeln rasch durchgebrochen wäre, so dass das Entwässerungssystem bei Olivone den Anschluss an den Brenno di Lucomagno und zum Tessin gefunden hätte. Parallele Störungen im Sosto deuten darauf hin, dass diese älter sind als die Talung des Passo Muazz und als der Durchbruch des Brenno della Greina zwischen Campo Blenio und Olivone. Damit wäre auch im System des Brenno della Greina wie weiter im W, in der Valle d'Ossola (R. Hantke, 1984c), nicht «rückwärtsschreitende Erosion», sondern der spätere, miozäne Aufstau der Massive, die Verschiebung der Hauptwasserscheide gegen N, für das Erobern weiterer Einzugsgebiete verantwortlich gewesen. Im Querschnitt Greina–Olivone wäre sie jedoch nicht bis auf das südliche Aar-Massiv – von der V. d'Ossola über den Griespass bis auf die Grimsel –, sondern nur bis ans südliche Gotthard-Massiv, bis auf die Greina, weiter im E gar nur bis zum Crap la Crusch, gegen N verschoben worden. Noch weiter im E, in den Quelltälern des Valser Rheins, im Talschluss der Länta, des Canaltales und des Zapport, hätte sich die Wasserscheide am Rheinwaldhorn, am Güferhorn und am Vogelberg zu behaupten vermocht. Zugleich zeigt sich damit, dass auch früher alpine Hauptwasserscheiden nicht geradlinig über Gipfel und Grate verlaufen sind, sondern dem jeweiligen Relief angepasst waren.

Bei einer noch späteren und akzentuierteren Hebung des Gotthard-Massivs wurde auch dessen südliche Sedimenthülle erfasst, so dass selbst die Talung des Passo Muazz allmählich zu hoch zu liegen kam. Eine Rb-Sr-Altersbestimmung vom S-Rand, vom Cristallina-Granodioritgneis von Acquacalda, ergab ein Abkühlalter von 16,7 ± 1,6 M a (E. Jäger et al., 1967). Damit konnte offenbar der Ri di Carassino schon im mittleren Miozän nicht mehr gegen Campo Blenio abfliessen, sondern hatte sich abermals einen neuen Weg zu suchen; er fand einen solchen am NNW-Ende des Tales gegen SW, über Compietto direkt gegen Olivone. Damit ergäbe sich eine relative Eintiefung des Bleniotales von mindestens 600 m.

Rund 15 M a später folgte das pleistozäne Eis dem in der Zwischenzeit durch Frostsprengung, fluviale und glaziale Ausräumung des niedergebrochenen Schuttes ausgeweiteten Tal. Schon zuvor, in den ersten Kaltphasen im jüngsten Miozän und im Pliozän, hatte wohl eine erste Ausweitung durch Eis die alte Vorzeichnung nachvollzogen. Der weite und flache Talgrund der V. di Carassino, von Giàir zur Alpe di Bolla, mit nur 5% Gefälle über 4,5 km spricht für glaziale Ausräumung, aber gegen allzugrossen Tiefenschurf (Bild 3). Die junge, seit dem Mittel-Pleistozän (?) erfolgte Eintiefung des Passo Muazz bewegt sich um maximal 100 m, jene am Grat der Cima di Bresciana zum oberen Talende der V. di Carassino um 150 m. Die pleistozäne Tieferlegung aus der angestammten SSE–NNW-Richtung in jene der beiden NE–SW-verlaufenden Störungen hinunter zum Piano di Compietto liegt ebenfalls um 150 m.

Zwischen der Cima di Bresciana und den Coronelle endet der Oberlauf der V. di Carassino schlagartig, ohne jeden Talschluss, an WNW–ENE-verlaufenden Brüchen, an denen das Tal jäh in die tief eingeschnittene Val Soi abbricht. Diese hat sich längs tektonischen Störungen, Klüften, zwischen Cima di Bresciana und C. di Gana Bianca, durch mehrfach vorgestossenes Eis und dessen aggressive Schmelzwässer, um mindestens 500 m eingetieft und den Oberlauf der V. di Carassino seitlich immer stärker angegriffen.

Mit dem jüngsten holozänen Gletscherstand, zuletzt um 1850, hatte der Vadrecc di Bresciana mit seinem Akkumulationsgebiet zwischen Grauhorn und Rheinwaldhorn diesem gar die letzte Möglichkeit eines Abflusses in die V. di Carassino mit einer mächtigen Seitenmoräne verbaut.

Die Entwässerung der unteren Val Soi erfolgte zunächst über Torre und E des Grumascio-Rundhöckers gegen Lottigna. Die Abtrennung vom Felsrükken, der von der Cima di Pinadee zur Motra di Castellanza verläuft, vollzog sich erst im Pliozän und frühen Pleistozän. Vom nunmehr mindestens 1000 m höheren Rheinwaldhorn vermochte ein Gletscher durch die V. Soi vorzustossen, bevor das mächtigere Brenno-Eis diesen auf die östliche Talflanke abdrängte, so dass der Soi-Gletscher erst S des Grumascio sich mit dem Brenno-Gletscher vereinigen konnte. Der Durchbruch W von Dangio erfolgte frühestens in einer dem Dangio-Stand, dem Gschnitz-Stadium, entsprechenden Endlage. Solche Vorstösse haben sich wohl schon in Frühphasen älterer pleistozäner Eiszeiten mehrfach ereignet. Da in diesen Zeiten die Niederschläge bedeutend grösser gewesen sein dürften als in den entsprechenden Abschmelzphasen, braucht der anfängliche Sturz der Paläotemperaturen jeweils gar nicht gross gewesen zu sein; schon ein Abfall des Jahresmittels um 4–5 °C liesse den Soi-Gletscher W von Dangio erneut bis an den Brenno vorstossen.

3 Die Ablagerungen der Unteren Meeresmolasse

Die nordhelvetische Schichtreihe endet unter der Hauptüberschiebung der helvetischen Decken und der mitgerissenen südhelvetischen Flysch-Pakete mit Schubspänen von Altdorfer Sandstein–Gruontal-Konglomerat. Am nördlichen Alpenrand setzt die *Untere Meeresmolasse* mit mitteloligozänen *Grisiger Mergeln* ein und schliesst mit brackischen *Horwer Sandsteinen,* einer Strandfazies, in Vorarlberg mit *Bausteinschichten* mit *Castanopsis*-Blättern ab (R. F. Rutsch, 1961, 1962; H.-P. Frei, 1979). Damit dürfte die höchste Eggberge-Schüttung wohl ein westliches Äquivalent der erst wieder zwischen Rhein und Bregenzer Ach ausgebildeten Konglomerat-Schüttung der *Deutenhausener Schichten* bekunden (M. Richter, 1940; W. Resch, 1963; K. Lemcke, mdl. Mitt.). Doch ist diese Altersgleichheit durch zeitempfindliche Fossilien noch zu belegen.

Mit der Ablagerung der Grisiger Mergel hat sich das mitteloligozäne

Molassemeer, aufgrund des Fossilinhaltes seiner Sedimente, als schmaler und seichter Gürtel am Alpen-Nordrand ausgeweitet. Ob die zuvor, während der Schüttung des Gruontal-Konglomerates, erfolgte Regression allein auf die Auffüllung im Mündungsbereich des Eggberge-Flusses und eine nachfolgende Subsidenz zurückgeht, ist fraglich, liegt doch der Anstieg des Meeresspiegels zwischen gut 50 und rund 100 m. Wahrscheinlich fand in dieser Zeit auch eine *geringfügige Erwärmung des Klimas* – etwa um 2–3 ° – statt, was sich mit der Flora zu decken scheint; diese erweckt mit *Zizyphus ungeri* noch einen subtropisch-paläomediterranen Eindruck. Dies hat letztlich bereits O. Heer (1859) bei seiner ersten Analyse des Paläoklimas erkannt, ist aber durch bathymetrische und weitere paläoklimatologische Untersuchungen noch zu überprüfen.

4 Die Schüttungen der Unteren Süsswassermolasse

Nach der Schüttung des Eggberge-Schuttfächers scheint sich in der *Zentralschweiz,* aufgrund tektonischer Ereignisse, vorab im penninischen Raum, eine Verlagerung der Liefergebiete abzuzeichnen. Mit dem Einsetzen der Unteren Süsswassermolasse, im *Rigi–Rossberg-Fächer* mit der bis 1200 m mächtigen *Weggiser Nagelfluh,* einer Kalk-Dolomit-Schüttung mit hohen Anteilen an Flysch-Geröllen, hat sich das Einzugsgebiet zunächst auf näher gelegene Bereiche beschränkt (Bilder 4 und 5). Aufgrund der Geröllgrössen dürfte sich dieses bereits auf ein etwas höheres Areal im westlichen Mittelbünden, ein Kalk-Dolomit-Hinterland mit Flysch-Gesteinen, konzentriert haben, während der Quellast aus dem Einzugsgebiet des heutigen Brenno della Greina durch beginnende Hebungen ausgefallen ist. Dabei sind die in den Geröllen vorliegenden Gesteinsserien Mittelbündens allenfalls schon von ihrem frontalen Deckenbereich losgetrennt gewesen und passiv, als Klippen, auf dem vorgleitenden nordpenninischen Deckenland gegen NW bewegt worden.

An der *Rigi* setzt über der Weggiser Kalknagelfluh mit Kristallin- und Radiolarit-Geröllen eine 400 m mächtige *Radiolarit-Serie* ein. In ihr steigt der Anteil an Radiolarit-Geröllen bis auf 32, jener der Aptychenkalke auf 18 % an. Aufgrund des Gehaltes an Spuren-Elementen stammen die Rigi-Radiolarite am ehesten aus relativ Cu-reichen hochpenninischen Gebieten (B. Stürm, 1973). Der hohe Cr-Gehalt deutet auf eine enge Radiolarit-Ophiolith-Vergesellschaftung (H. Grunau & Th. Hügi, 1957: 348). Wie die Weggiser Nagelfluh geht auch die Radiolarit-Schüttung gegen ENE, gegen Einsiedeln und die Sattelegg, in eine distale Sandstein-Mergel-Fazies über.

Die über der Radiolarit-Serie folgende *Bunte Rigi-Serie,* eine 1400 m mächtige Kalk-Dolomit-Nagelfluh mit Kristallin-Gehalten von 5–20 %, vorab roten Rigi-Graniten mit ihrer Ganggefolgschaft, setzt nach einem Übergang von 100–150 m ein. Zugleich finden sich bis 16 % Mocausa-Gerölle – polygene Konglomerate, Feinbrekzien und Sandsteine mit Dolomit, pelagischen Kal-

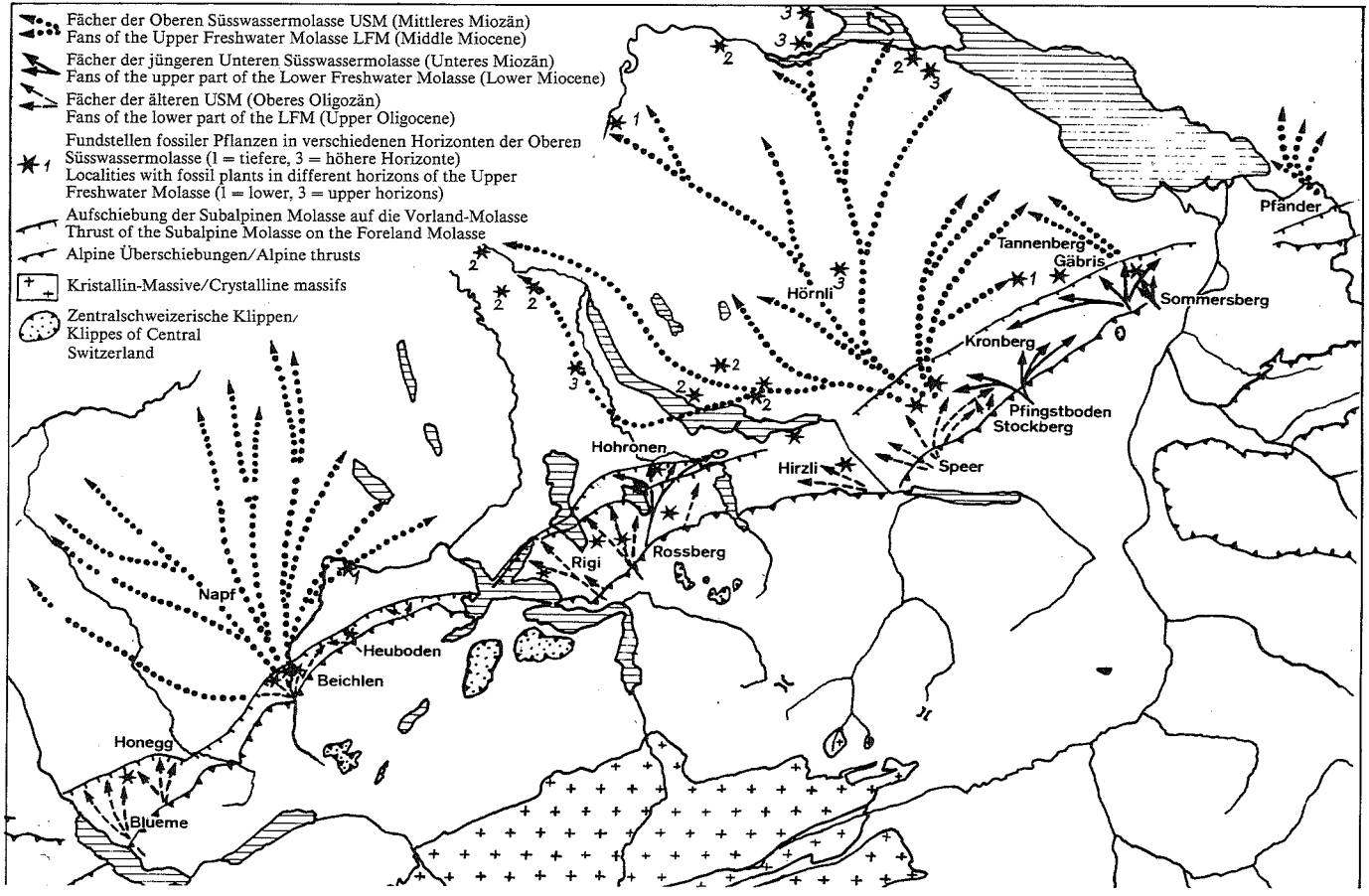


Bild 4 Die Molasse-Schuttfächer der zentralen und östlichen Schweiz mit ihren bedeutendsten Fundpunkten fossiler Pflanzen.

Fig. 4 The Molasse fans of Central and Eastern Switzerland with their most important localities of fossil plants.

ken, Radiolarit und Hornstein als Komponenten und selten solchen von roten Rigi-Graniten (J. Speck, 1953: 108) –, bis 15% Radiolarit- und Aptychenkalk- und bis 45% Flysch-Gerölle (B. Stürm, 1973). Während J. Speck bei den roten Rigi-Graniten wie R. Trümpy & A. Bersier (1954) auf Analogien zu den Baveno-Graniten hinweist und diese als vom Kristallin-Kern eines östlichen Äquivalentes der Simmen-Decke beziehen möchte, ist ihre Heimat noch immer fraglich (H.-P. Müller, 1971: 53). Als Liefergebiet der Mocausa-Konglomerate betrachten J. Speck, R. Trümpy & A. Bersier und U. Gasser (1968) den Cenoman-Flysch der Simmen-Decke; H.-P. Müller (1971: 53) weist für die östlichen Vorkommen auf eine allfällige Herkunft aus dem Bereich der Allgäu-Lechtal-Decke hin.

Die bis 750 m mächtige *Scheidegg-Schüttung* baut Dossen, Scheidegg und Rossberg auf. Sie verzahnt sich gegen W mit der Bunten Rigi-Nagelfluh und zeichnet sich durch eine fast reine Flysch-Kalksandstein-Schüttung aus. An der Scheidegg, am Dossen und bei Vitznau erreichen die Flysch-Komponenten über 70 cm Durchmesser; Dolomite, Radiolarite, Mocausa-Konglomerate und Granite fehlen (B. Stürm, 1973).

Aufgrund der jungoligozänen Floren unter dem Gipfelgrat des Gnipen und aus dem Bergsturzgebiet des Rossberges, die mit den höheren Floren der Beichlen im Waldemmental übereinstimmen, jedoch von der höchsten, der Bergschlipf-Flora der Beichlen, abweichen (R. Hantke, 1982b), dürfte die Scheidegg-Nagelfluh im jüngeren bis jüngsten Chattian geschüttet worden sein. Eine von W. Wenz (in J. Speck, 1953: 65) als *Cepaea? subsulcosa* Thomae bestimmte Landschnecke aus dem Rossberg-Sturzgebiet spricht für den Grenzbereich Chatt/Aquitan; dagegen gilt *Triptychia escheri* (Sandb.) noch als Chatt-Leitform. Das Fahnden nach Säugern verlief leider negativ (K. A. Hünermann, mdl. Mitt.).

Im Gegensatz zum Eggberge-Fächer lagen die Wurzeln der Rigi-Rossberg-Fächer externer, im Talkessel von Brunnen–Schwyz und weiter SE, im Gebiet der Illgauer Mulde, im vorderen Muotatal. Schon für die tiefere Rigi-Schüttung, die Weggiser Nagelfluh, besonders aber für den Mündungsbereich der jüngeren Rigi–Rossberg-Schüttungen – Radiolarit-, Bunte Rigi-Serie und Scheidegg-Nagelfluh – bietet sich nur jene Talung an, durch die später, im jüngeren Miozän, die helvetischen Decken mit den östlichen Zentralschweizer Klippen auf ihrem Rücken vorgefahren sind. Diese Quersenke paust sich heute – ein bzw. zwei tektonische Stockwerke höher – in der *Bisistal-Depression* durch. Dabei stammt das Schuttgut der Scheidegg-Nagelfluh aus näher gelegenen Einzugsgebieten rechtsseitiger Nebenäste. Aufgrund der Geröllgrössen im Schichtprofil muss dieser Flusslauf wiederholt durch Bergsturz-Trümmergut und Murgänge verbaut gewesen sein, so dass sich dahinter Seen aufgestaut haben. Diese sind jeweils katastrophenartig durchgebrochen und haben den Schuttriegel als Schichtflut, später als Nagelfluhbank, im Vorland abgelagert, worauf die wirre, «torrentielle» Lagerung hindeutet. Nach fossilen Floren im Waldemmental (R. Hantke, 1982b) und im Rigi–Rossberg-

Gebiet (O. Heer, 1859; E. Baumberger & P. Menzel, 1914) müssen die Paläotemperaturen und damit die Wald- und Dauerfrostgrenze im Laufe des jüngeren Oligozäns deutlich gefallen sein, so dass die Erosion an den Talhängen wieder freieres Spiel gewinnen konnte.

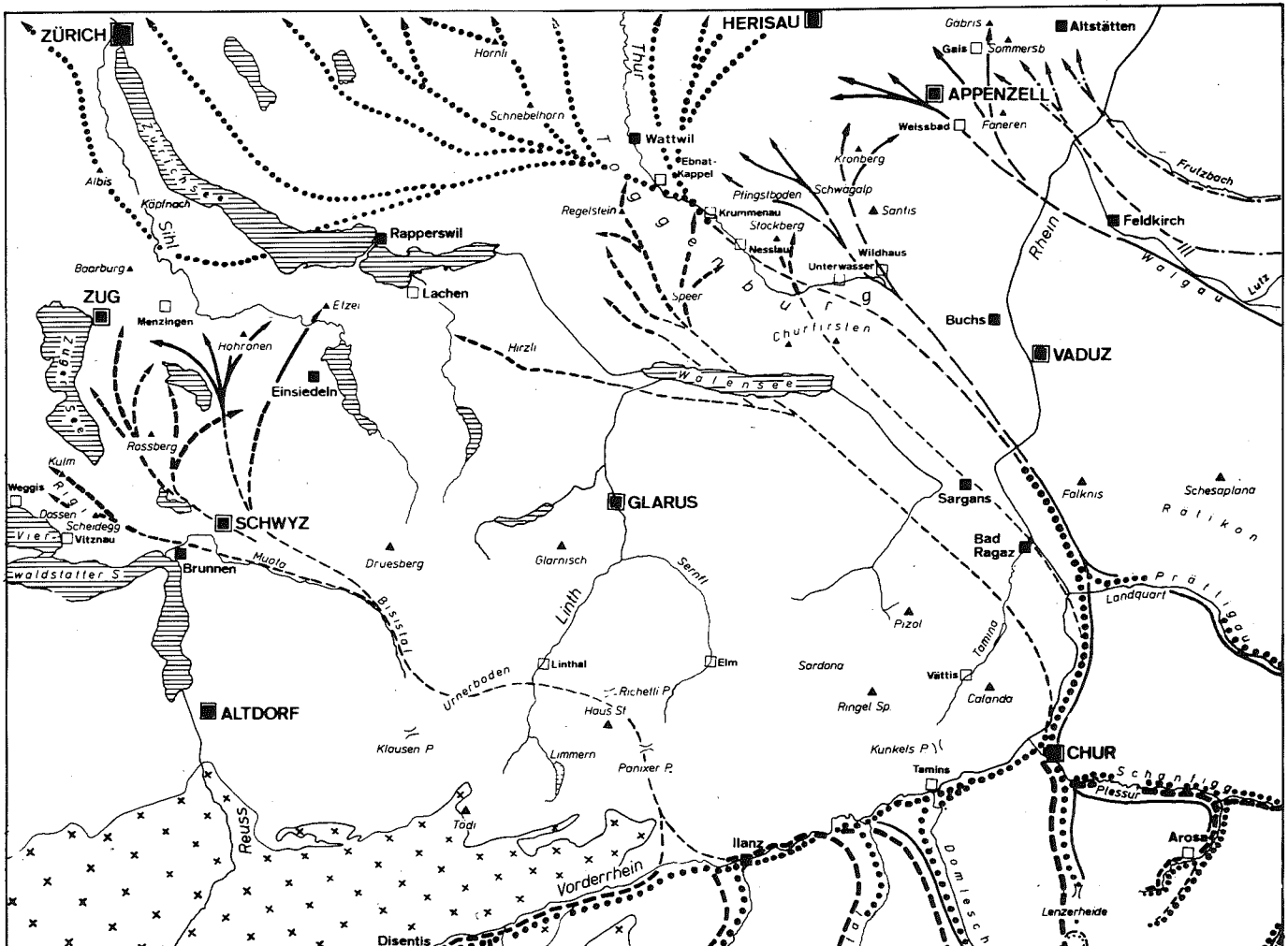
Mit der sukzessiven Aufschüttung des Rigi–Rossberg-Fächers ist dessen Schüttungsachse aus der angestammten SE–NW-Richtung mehr gegen SSE–NNW abgedreht worden (Bild 4). Zugleich haben sich die Liefergebiete aufgrund der veränderten Geröllspektren abermals gewandelt; dagegen kommt offenbar den schon früh angelegten Stammtälern wiederum eine auffallende Konstanz zu.

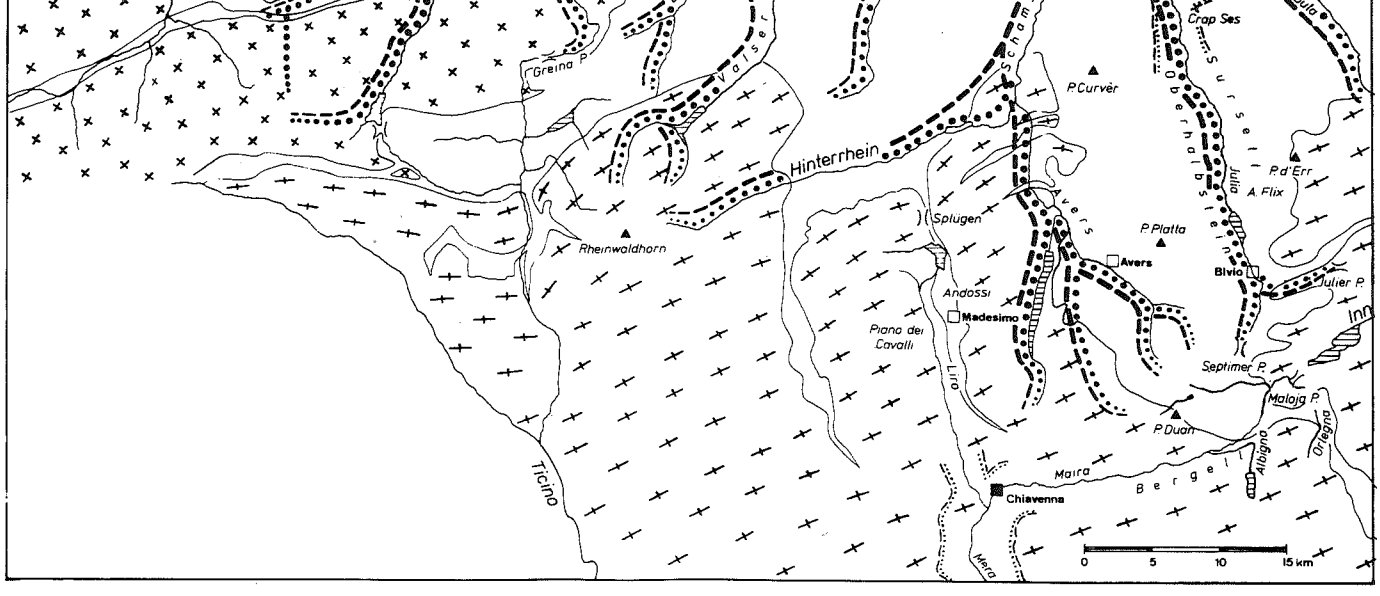
SE der *Bisistal-Depression* ist die Fortsetzung des Rigi–Rossberg-Flusses alpeneinwärts vom Urnerboden über Linthal–Richetlipass–Panixer Pass gegen Ilanz zu suchen (Bilder 4 und 5). Dieser Bereich zeichnet sich heute durch eine grossradige Quersenke ab (J. Oberholzer, 1933, et al., 1942 K; R. Helbling et al., 1948 K; L. Wyssling, 1950). Durch diese Quermulde zwischen Limmeren-Kuppe und Sardona–Vättner-Aufwölbung sind – Millionen Jahre später, im jüngeren Miozän – die zentralen Glarner Schubmassen nach NW verfrachtet worden.

Aus dem Vorderrheintal zielt die Fortsetzung der jungoligozänen Panixer Talung zunächst ostwärts gegen die Mündung des Domleschg. Als Liefergebiet ergibt sich auch geröllanalytisch zwanglos das *Schams,* das *Rheinwald* und das *Avers* (Bild 5). Später, im jüngsten Oligozän und im ältesten Miozän, kam das *Oberhalbstein* hinzu, was mit der Gerölltracht übereinstimmt (J. Speck, 1953).

Zugleich scheint es, als ob mit dem im mittleren Oligozän beginnenden und im jüngeren Oligozän sich verstärkenden Aufwölben der *Tessiner Kulmination* und dem damit gegen E und gegen W sich versteilenden Einfallen der höheren tektonischen Stockwerke, diese nicht nur gegen N, sondern auch gegen E und gegen W bewegt worden wären.

Die ursprünglich mächtige Überlagerung der tieferen Tessiner Decken – um mindestens 25 km – wird durch den Metamorphosegrad der Gesteine belegt. Ein *rein erosiver Abtrag* erst in erdgeschichtlich jüngster Zeit steht in *Widerspruch mit der Morphogenese;* hingegen lässt sich dieser bei Annahme einer seitlichen Abgleit-Komponente der Walliser und Bündner Decken-Einheiten zwanglos erklären. Bei den bedeutenden Achsengefällen im W und im E, beidseits der Tessiner Kulmination, scheint diese Annahme sinnvoll. Damit könnte sich in diesem bisher ungelösten, geotektonisch wichtigen Punkt eine den verschiedenen Forderungen gerecht werdende Lösung anbahnen. So wären denn die zentralen Querrinnen, unterstützt durch laufendes Niederbrechen von Schuttgut längs den Schichtköpfen, ebenfalls ostwärts gewandert. So hätte sich nicht nur das Schüttungsgebiet im Vorland gegen E verlagert, auch die Liefergebiete hätten sich in heute nur noch weiter im E anzutreffende Gesteinsabfolgen verschoben. Aus diesen Gebieten dürften bereits selbständig gewordene Klippen auf bewegter und laufend sich verändernder


ZÜRICH
HERISAU
APPENZELL
Altstätten
Gais
Sommersb
Gabris
Weissbad
Faneren
Kronberg
Frutzbach
Wattwil
Ebnat-Kappel
Schwagalp
Säntis
Krummenau
Stockberg
Nesslau
Wildhaus
Unterwasser
Regelstein
Speer
Churfirsten
Toggenburg
Thur
Hornli
Schnebelhorn
Albis
Käpfnach
Sihl
Rapperswil
Lachen
Baarburg
ZUG
Menzingen
Hohronen
Einsiedeln
Hirzli
Wolensee
Rossberg
Kulm
Weggis
Vitznau
SCHWYZ
Brunnen
Waldstatter S
Druesberg
Glarnisch
GLARUS
Sernft
Linth
Muotg
Bisistal
Urnerboden
Linthal
Elm
Richelli P.
Haus St
ALTDORF
Klausen P.
Limmern
Panixer P.
Reuss
Todi
Vorderrhein
Disentis
Ilanz
Tamins
CHUR
Kunkels P.
Ringel Sp.
Sardona
Pizol
Vättis
Calanda
Tamina
Sargans
Bad Ragaz
Falknis
Schesaplana
Ratikon
Prättigau
Landquart
Plessur
Schanfigg
Arosa
Lenzerheide
Buchs
VADUZ
Rhein
Walgau
Lutz
Feldkirch



- Kristallin der Zentral-Massive
  Crystalline rocks of the Central massifs
- Penninisches und unterostalpines Kristallin
  Crystalline rocks of Pennine and Austro alpine nappes
- Rigi–Rossberg und/and
  Speer–Stockberg Fluss/rivers
- überfahren/overthrusted
- Wahrscheinliche Reichweite der jüngstoligozänen Gletscher
  Suggested extension of the latest Oligocene glaciers
- Hohronen-, Pfingstboden–Kronberg- und/
  and Gäbris-Fluss/rivers
- überfahren/overthrusted
- Sommersberg- und/and Bregenzer Ach-Fluss/rivers
- überfahren/overthrusted
- Bündner Rhein – Hörnli-Fächer/Grison Rhine river – Hörnli fan

Unterlage zu ihren heutigen reliktischen Vorkommen vom Abtrag erfasst worden sein. Dies hat naturgemäss in den starreren Gesteinen, den Dolomiten, kieseligen Kalken, Radiolariten und Quarzsandsteinen, zu Klüften und damit zu randlichem Zerbrechen der isolierten Deckenreste geführt. So ist es wiederum nicht die fluviale Erosion allein, sondern sind es zunächst solche Klüfte, die das Zerbrechen ganzer Gesteinspakete längs vorgezeichneten Systemen bei ihrer Wanderung bewirkt haben. Der zu Tal gebrochene Schutt dämmte die Flüsse zu Stauseen auf, die von Zeit zu Zeit durchbrachen, so dass Schuttriegel und Stauinhalt als mächtige Geröllflut ins Vorland verfrachtet wurden. Die Gerölle der subalpinen Molasse sind oft stark zementiert und häufig nicht dachziegelartig eingeregelt, wie dies bei rein fluvialem Transport sein müsste. Zuweilen sind recht grosse, oft kaum gerundete Blöcke mitverfrachtet worden. Neben dem Flysch-Sandsteinblock in der Stampach-Schlucht N des Thunersees von 5 m Durchmesser (P. Beck, 1934: 578) sei als grösstes nordalpines Molasse-«Geröll» der zugerundete Mocausa-Konglomeratblock oberhalb von Vitznau erwähnt (J. Speck, 1953: 8, Taf. 6), der in der Bunten Rigi-Serie ein Volumen von 35–40 m^3 einnimmt.

Weiter im E wird die Rigi–Rossberg-Schüttung von einem andern, weiter E ausgetretenen Fächer, von der Hirzli–Speer-Schüttung, abgelöst. Dabei klingt die konglomeratische Fazies sowohl von SW, vom Rossberg, als auch von E, vom Hirzli, gegen Einsiedeln ab und geht in feinere Sedimente über. Durch diesen paläo-orographisch niedrigeren Interferenz-Bereich drang im jüngeren

◀ Bild 5 Flussgeschichtliche Skizze der zentralen und östlichen Schweizeralpen. Das jungoligozäne Rigi–Rossberg-System mit seinen Quellästen im Schams, Rheinwald und Avers sowie in näher gelegenen Flyschgebieten. Seine zeitlichen Äquivalente im E, Speer- und Stockberg-Fluss, greifen mit ihren Einzugsgebieten bis ins Oberhalbstein und ins Churer Rheintal zurück. Der jüngstoligozän-frühmiozäne Pfingstboden–Kronberg-Fluss entwässerte das Prättigau.
Mit dem Emporheben des Bergeller Massivs in die Firnregion floss in der gleichzeitig wirksamen Klima-Depression Engadiner Eis über Septimer und Julier-Pass ins Oberhalbstein. Schmelzwässer schufen die Schin-Schlucht und damit den Anschluss ans Hinterrhein-System, das kurzfristig noch durch die angestammte Rinne Panix–Bisistal abfloss und den Hohronen-Fächer schüttete. Mit dem Herausheben der helvetischen Decken und dem sich verstärkenden Aufstau des Gotthard–Tessin-Gebietes wurde dieser Abflussweg unterbunden und über Chur–Sargans geleitet. Dabei nahm der vereinigte Bündner Rhein noch Plessur und Landquart auf und begann im Toggenburg den mächtigen Hörnli-Fächer aufzubauen.

Fig. 5 Historic river sketch of the Central and Eastern Swiss Alps. The late Oligocene Rigi–Rossberg rivers had its source area in the Schams, Rheinwald and Avers valleys and the Flysch regions of the vicinity. Their equivalents in the east, the Speer- and Stockberg rivers, originated from the Sursess and Chur Rhine valleys. The latest Oligocene to early Miocene Pfingstboden–Kronberg river drained the Prättigau valley.
The uplift of the Bergell massif and the simultaneous climatic deterioration caused an increase of the catchment area from the Sursess valley back to the Upper Engadine and Bergell Firn area, from which ice flowed through the Septimer and Julier passes. Meltwater initiated the Schin gorge and connected the Sursess valley with the Posterior Rhine which still flowed through the Panix–Bisistal channel and formed the crystalline-pebble-rich Hohronen fan. The emplacement of the Helvetic nappes and the later uplift of the Tessin–Gotthard area changed the drainage from Ilanz to Chur–Sargans towards the Toggenburg area and caused the formation of the Hörnli fan.

Oligozän sowie im frühesten Miozän die *Hohronen-Schüttung* bis ins Alpen-Vorland vor. Da das Relief in den zentralen Bereichen des Rigi–Rossberg- und des Hirzli–Speer-Fächers offenbar bereits zu hoch emporragte, konnten Sedimente dieses wenig jüngeren Fächers die beidseits gelegenen oligozänen Bereiche nicht mehr überschütten (R. Hantke, 1984c). Die Hohronen-Schüttung vermochte daher, nach ihrem Austritt aus der angestammten Bisistaler Querrinne, zunächst nur dem E-Rand des Rossberg-Schuttfächers entlang zu fliessen und ins Vorland auszutreten. Dort ist es nach dem Ausbleiben der kanalisierten Führung erneut zu einer fächerartigen Ausbreitung des mitgeführten Gesteinsschuttes gekommen. Dabei reichte auch die Geröllfazies weiter nach N. Schon bei der ersten Überschiebung des äusseren Molasse-Vorlandes wurde die zuvor im seitlichen Strömungsschatten vor den oligozänen Schottersträngen abgelagerte, untermiozäne Feinfraktion unter die starren, oligozänen Nagelfluh-Schollen geschoben. Dies hat offenbar die Ausbildung dachziegelartig übereinandergeschobener Schubpakete, wie sie sich über weite Bereiche der subalpinen Molasse beobachten lassen, noch begünstigt.

Die nordöstlichste zentralschweizerische und zugleich distale Hohronen-Schüttung, die vom Zugerberg bis E des Etzel durchhält, zeigt mit ihrer extrem kristallinreichen Gerölltracht – grauen, roten, rotgrünen und grünen Graniten, roten und grünen Quarzporphyren und grauen Glimmerschiefern – eine enge Verwandtschaft zu Gesteinen der unterostalpinen Err–Bernina-Decke (K. Kleiber, 1937; J. Speck, 1953). Mit Dolomiten, Spongolithen, Kalken und Tristelbrekzien sind auch die Sedimente Mittel- und Nordbündens vertreten. Daneben finden sich unter den Hohronen-Geröllen auch Amphibolite und Augengneise, die, wie schon K. Kleiber vermutet hat, aus der Silvretta-Decke stammen könnten. Als *Liefergebiet* der *Hohronen-Schüttung* fällt vor allem der westliche Bereich der *Err–Bernina-Decke* in Betracht. Diese unterostalpine Decke findet in der Scalottas-Klippe zwischen Avers und Oberhalbstein ihr westlichstes Relikt (R. Staub, 1926K; V. Dietrich, 1964), so dass als schuttabführende Rinnen besonders diese beiden schon früh angelegten Talungen benutzt worden sein dürften. Dabei sind in der Klima-Depression an der Oligozän/Miozän-Wende auch Gesteine aus dem Bernina-Gebiet, wohl von jüngstoligozänem Eis durch die Fuorcla Surlej ins Oberengadin und aus den westlichsten Quelltälern des Inn über den Septimer, vor allem aber über den Julier ins Oberhalbstein verfrachtet worden. Dazu sind aus diesem und besonders aus dem Albula–Landwasser-Raum Geschiebe von Sedimentgesteinen hinzugekommen (Bilder 4 und 5).

In die Zeit des jüngsten Oligozäns dürfte der Durchbruch – wohl als linksseitige Schmelzwasserrinne – durch die *Schin-Schlucht* ins Domleschg fallen. Damit war der Zufluss zum *Hinterrhein* und zur *Panixer–Bisistal-Querrinne* hergestellt. Aus dem Raum von Tiefencastel sind einerseits Schmelzwässer längs des W-Randes der ostalpinen und penninischen Decken über Sargans ins Toggenburg gelangt; anderseits wandte sich aus diesem Zungenbecken,

das damals auf einer Höhe von mindestens 1600 m lag, ein zeitweise wasserreicher Fluss mit ziemlichem Gefälle über die selbst abgewickelt noch 90–100 km lange Strecke gegen NW, treten doch in den zentralen Hohronen-Nagelfluhen bis faustgrosse Kristallin-Gerölle aus der Err–Bernina-Decke auf. In Ablagerungen des sich in den Bodensee ergiessenden Alten und Neuen Rheins finden sich in vergleichbarer Distanz nur Sande mit Geröllschnüren und einzelne, bei Hochwasser verfrachtete, meist kleinere Gerölle.

Beidseits der südlichen *Linthebene* und im *Toggenburg* entspricht die Weggiser Nagelfluh, aufgrund von Geröll- und Schwermineral-Inhalt, den unteren und mittleren, die Radiolarit-reiche Serie den *oberen Speer-Schichten* und die Bunte Rigi-Serie den *Wintersberg-Schichten* (H.-P. Frei, 1979: 89). Die beiden Schüttungen – Rigi–Rossberg und Hirzli–Speer – dürften daher aus eng benachbarten Einzugsgebieten stammen.

Im Toggenburg trennte schon K. Habicht (1938, 1945 a, b) neben einer Speer-Schüttung eine Stockberg-Schüttung mit Geröllen von Nummuliten- und Lithothamnien-Kalken, Gneisen und Gneisquarziten ab, was H.-P. Frei (1976, 1979) bestätigen konnte.

Während die *Hirzli–Speer-Schüttung* S des Walensees gegen das Churer Rheintal und die *Lenzerheide* weist, zielt die *Stockberg-Schüttung* mit ihrem weiter N fliessenden Lauf ins *Prättigau* (Bild 5). Da sie später von der Speer-Schüttung mit Staurolith und Apatit als charakteristischen Schwermineralien bedrängt wurde, dann gar als selbständige Schüttung versiegte und von der *Speer-Schüttung* überdeckt wurde, dürfte damit die Aufgabe eines eigenen Einzugsgebietes stehen.

Mit dem Abklingen der Speer-Schüttung setzt in der NE-Schweiz an der Oligozän/Miozän-Wende die *Pfingstboden–Kronberg-Schüttung* ein. Schon aus den tiefsten Partien, den Krummenauer Schichten, erwähnt K. Habicht (1945b: 54) eine Gastropoden-Fauna, die nach W. Wenz (in K. Habicht) ins Aquitan zu stellen ist. Im Pollen-Spektrum von Krummenau treten thermophile Elemente bereits wieder etwas stärker hervor; daneben sind aber auch Vertreter der arktotertiären Flora zugegen (P. A. Hochuli in H.-P. Frei, 1979). Ebenso spricht die Säugerfauna von Krummenau vom Typ St. Gérand für frühaquitanes Alter.

In den nächsthöheren Ennetbühler und in den Hochfläschli-Schichten erreichen die Nagelfluhen im Schichtprofil bis 100 %. Dabei erweisen sich die Schichtfugen als Erosionsflächen. Aus den südlichen Randgebieten der Pfingstboden–Kronberg-Schüttung – aus dem Thurtal, dem Luterentobel sowie aus dem oberen und unteren Wissbachtal – erwähnt K. Habicht in verschiedener Schichthöhe *Riesenkonglomerate,* Nagelfluhen mit 40–60, maximal bis 90 cm grossen, kantengerundeten Blöcken von gelbbräunlichen Kalksandsteinen in gelblichen Mergeln in wilder, «torrentieller» Lagerung. Diese dürften, wie jene aus der subalpinen Molasse des oberen Emmentales (H. Haus, 1937), dem Quellgebiet der Kleinen Emme (H. Mollet, 1921) und aus dem Rigi-Gebiet (J. Speck, 1953; B. Stürm, 1973) bekannt gewordenen

Geschiebe – wie schon K. Habicht (1945b: 137) zutreffend festgehalten hat – vor einem «tektonisch aktiven Flyschgebiet» zur Ablagerung gelangt sein. Dabei bestand die Aktivität wohl vorab im Niederbrechen längs randlicher Kluftsysteme, was durch das kühlere Klima mit tiefer liegender Waldgrenze noch begünstigt worden sein kann. In die Zeit der paläobotanisch mehrfach nachgewiesenen Klima-Depression an der Oligozän/Miozän-Grenze, und im Toggenburg noch im ältesten Miozän, fällt auch die Ausbreitung der antarktischen Gletscher (R.M. Leckie & P.-N. Webb, 1983).

Auf der Hornalp hat K. Habicht in den höchsten Ablagerungen, den Pfingstboden-Schichten, Steinkerne von *Celtis crenata* (Ung.) – Zürgelbaum, ein Ulmengewächs – gefunden, jedoch als *Grewia crenata* noch zu den Lindengewächsen gestellt. Auch *Celtis* deutet auf einen bereits wieder etwas wärmeren Klima-Charakter hin. An Geröllen erwähnt K. Habicht (1945b: 40) aus dieser kalkalpinen Nagelfluh mit viel Flysch-Sandstein-, Quarz- und Gneis-Geröllen vom Silvretta-Typus, lokal geringe Mengen von ostalpinem Verrucano und Buntsandstein, von Ophiolithen und Quarzporphyren. Die Pfingstboden–Kronberg-Schüttung dürfte daher aus dem Gebiet *Mittelbünden–Schanfigg–Prättigau* stammen (Bilder 4 und 5).

Gegenüber der Speer-Schüttung zeichnet sich im Pfingstboden–Kronberg-Fächer ein erheblicher Anteil an Kristallin-Geröllen ab – besonders an Gneisen und Gneis-Quarziten, rötlichen und grünlichen Graniten. Dieser Schuttfächer setzt am E-Ende der Stockberg-Schüttung S des Pfingstbodens ein und bekundet einen zwischen Stockberg- und Kräzerli-Schuppe ins Vorland ausgetretenen Fluss. Vor der dachziegelartigen Stauchung der subalpinen Molasse dürfte das zugehörige *Alpentor* im *obersten Toggenburg* gelegen haben. Dies würde erklären, weshalb die Wildhauser Mulde in der südhelvetischen Churfirsten-Decke heute dort einen solchen Tiefgang aufweist.

Für den im obersten Toggenburg mündenden Pfingstboden–Kronberg-Fluss ergäbe sich über Chur zur Lenzerheide eine Transportdistanz von mindestens 65–70 km, so dass – bei Annahme eines Gefälles von 1–2% und einer Höhenlage des Alpentors von 400–500 m – für Tiefencastel eine Höhenlage von mindestens 1600 m resultieren würde. Bei einem weiteren Anstieg des Flusses mit 3%, wie er sich im Oberhalbstein heute zwischen Crap Ses und Bivio beobachten lässt, würde sich für das 22 km weiter S gelegene Bivio, bevor das übergeflossene Engadiner und Bergeller Eis das Oberhalbstein tiefer ausräumten, eine Höhe von 2200 m ergeben. Dabei fügt sich die Terrasse der Alp Flix gut in diesen später noch um 500 m tiefer eingeschnittenen Tallauf ein. Für die verbleibenden 6–7 km bis hinauf zum Septimer ist nochmals mit einem Anstieg der Talsohle von 300–350 m zu rechnen. Damit hätte die Passhöhe damals, unmittelbar vor der jüngstoligozänen Eistransfluenz, auf rund 2600 m Höhe gereicht. Bei der Annahme einer Eishöhe über Casaccia von rund 3000 m (R. Hantke, 1984c) wäre das Eis in einer Mächtigkeit von 400 m aus dem damals *andinen Hochgebirge des Bergeller Massivs* und dem bereits deutlich niedrigeren *Duan-Gebiet ins Oberhalbstein* übergeflossen. Bei

Bivio erhielt es über den Julier eine ähnlich mächtige Transfluenz von Engadiner Eis und talauswärts, aus der Err- und Platta-Gruppe, weitere Zuschüsse, so dass das Oberhalbsteiner Eis bis zum Crap Ses, in den kühlsten Abschnitten gar über Tiefencastel bis auf die *Lenzerheide* vorgestossen sein dürfte.

Nach dem Abschmelzen des Bergeller und Oberengadiner Eises (R. Hantke, 1984 c) sind die Gehänge im Frostwechsel-Bereich des Oberhalbsteins mit der Eisentlastung im ältesten Miozän instabil geworden, so dass sich schon damals wie verschiedentlich später, nach der Freigabe durch das pleistozäne Eis, Bergstürze und Sackungen ereignet haben. Diese stauten schon die frühmiozäne Julia wiederholt zu Seen auf, die von Zeit zu Zeit durchbrachen und im zentralen Schüttungsbereich des Pfingstboden–Kronberg-Fächers zur Ablagerung eng sich folgender Nagelfluhbänke geführt hatten.

Von der Oligozän/Miozän-Grenze, und besonders vom frühen Miozän an, dürfte dann die *Waldgrenze im Oberhalbstein* im Laufe des älteren und frühen mittleren Miozän von 1800 m, also vom damaligen Eisrand um Tiefencastel, wieder auf über 3600 m angestiegen sein. Aufgrund der aus den Molasse-Floren ermittelten Paläotemperaturen und den einstigen Höhenlagen ihrer Fundstellen im distalen Hörnli-Schuttfächer (R. Hantke, 1954, 1980, 1984 c) sank sie im Laufe des mittleren Miozäns wieder auf 3000 m ab. Im Bereich des Septimerpasses wird die Waldgrenze noch um 200–400 m tiefer gelegen haben, da sich dort wohl schon damals der «Windgassen-Effekt» ausgewirkt haben dürfte. Durch den Austausch der Luftmassen von N nach S und umgekehrt werden in Passgebieten Wetter und Klima etwas rauher. Doch verblieb das Septimer Hochtal mit seinen tiefsten Gehängen noch immer im Nadelwald-Bereich. Damit war dem Abtrag, dank der geschlossenen Walddecke bis auf über 2700 m, Einhalt geboten.

Dies änderte sich jedoch im jüngeren Miozän. Damals sanken die Paläotemperaturen gegenüber dem Mittelmiozän um fast 10° ab, so dass sich der Wald lichtete und in die tieferen Voralpen zurückwich. Dadurch konnte der im mittleren Miozän über Jahrmillionen recht bescheidene, wohl wesentlich geringere Abtrag als heute, vorab durch Frostsprengung und erneutes Vorstossen der Gletscher, wieder viel ungehinderter erfolgen. Da damals die Schneegrenze bis in den Bereich der heutigen Waldgrenze und darunter abgesunken war, fielen weite Gebiete vermehrt der Erosion der Schmelzwässer anheim.

Dass sich dieses *paläoklimatische Geschehen* wohl schon während des jüngeren Oligozäns und im Miozän *noch weit komplizierter,* insbesondere in kürzeren Abschnitten vollzog, dass wir auch für die damaligen Alpen und ihr Vorland mit *kurzfristigeren Klima-Schwankungen* zu rechnen haben, ist höchst wahrscheinlich. Doch fehlen uns für deren Nachweis einstweilen vor allem exakte zeitliche Einstufungsmöglichkeiten. Mit den einzelnen Geröllschüben haben wir nicht nur mit Hebungen im Alpenraum zu rechnen, sondern zugleich mit Ausweitungen der Firnareale und damit eines Vormarsches der Gletscher und einer Abkühlung in den Randgebieten. Mit Neufunden von Pflanzenresten und einer Ergänzung durch palynologische Untersuchungen

sowie gattungsmässigen Revisionen der Sammlungsbestände lassen sich zudem die paläoklimatischen Grundlagen erweitern.

S der Pfingstboden–Kronberg-Schüttung scheinen zeitliche Äquivalente der Stockberg–Speer-Schüttung in den Ablagerungen der *Kräzerli-* und der *Leuenfall-Schuppe* sowie in den *Weissbad-Schuppen* vorzuliegen (K. Habicht, 1945 b, in H. Eugster et al., 1982). E der Sitter reichen diese Äquivalente in der *Hirschberg-* und in der *Hölzlisberg-Schuppe* bis ins St. Galler Rheintal. Im Gebiet der *Schwägalp* scheint sich gar ein *kleines Schüttungszentrum* ausgebildet zu haben. Sein Geröllinhalt weicht durch das Vorherrschen der Trias-Dolomite von der Zusammensetzung der Speer-Schüttung etwas ab, was auf ihre östlichere Herkunft, wohl vom W-Rand der *ostalpinen Lechtal-Decke* hindeutet.

Mit der beginnenden Aufwölbung der Tessiner Kulmination und dem Hochstau des Gotthard-Massivs, seiner südlichen Sedimentbedeckung und jener des Tavetscher Zwischenmassivs sowie den im westlichen Bünden stärker gestauchten nordpenninischen Deckenfronten steht auch die Ausgestaltung der gegen NE entwässernden südlichen Quelltäler des Vorderrheins, des Lugnez, des Valser- und des Safientales sowie des Rheinwalds in Zusammenhang. Die Anlage dieser Täler kann frühestens mit der Platznahme der Bündnerschiefer-Abfolgen im jüngeren Oligozän geschehen sein. Damals bildeten sie zunächst noch Quelläste des durch die Panixer–Bisistal-Senke entwässernden Flusssystems. Im ältesten Mittelmiozän wurde jedoch der Durchfluss durch die *Panixer–Bisistal-Senke* sowie die Strecke vom Ausgang des Domleschg gegen Ilanz durch den einsetzenden Hochstau des Aar-Massivs mit seiner Deckenlast *aufgelassen.* Die *Entwässerung* des Bündner Oberlandes und seiner südlichen Quelltäler erfolgte nunmehr in *umgekehrter Richtung, gegen E* (Bild 5). Damit war dem *Vorderrhein* der *heutige Weg* gewiesen. Die helvetischen Decken waren damals bereits «unterwegs» von ihrem ursprünglichen Ablagerungsgebiet über das sich emporhebende Aar-Massiv hinunter zu den heutigen Plätzen, treten doch ihre höchsten Schichtglieder – südhelvetischer Nummulitenkalk, Assilinen-Grünsande und Schrattenkalk – als Gerölle erstmals in der Oberen Süsswassermolasse in grösseren Mengen auf (W. Leupold et al., 1943; J. Speck, 1953; H. Tanner, 1944).

Der früher postulierte Abfluss eines Ur-Rheins durch die Lücke des Kunkelspasses und durchs Taminatal nach Bad Ragaz (R. Staub, 1934, 1952) scheint erst eine jüngere, frühestens im Pliozän, vor allem aber im Pleistozän, von übergeflossenem Eis benutzte Talung zu bekunden (Bild 5). Ihre Entstehung fällt wohl mit der Aufwölbung des östlichsten Aar-Massivs, der Vättner Kuppel, zusammen. Mit ihr kam es offenbar auch in den darüber liegenden subhelvetischen Decken zu einem quer zum Streichen verlaufenden Aufbrechen.

In der *äussersten NE-Schweiz* ist vom jüngsten Oligozän bis ins frühe Miozän der *Gäbris-Fächer* geschüttet worden. Dieser reicht vom St. Galler Rheintal bis zum Necker (K. Habicht, 1945 a, b). Im zentralen Bereich besteht die

Schüttung aus einer bis 1200 m mächtigen Nagelfluh-Sandstein-Mergel-Abfolge mit randlich abnehmender Geröllgrösse. Die Nagelfluhen weisen hohe %-Sätze an Kieselkalken, nahezu konstante Dolomit-Anteile sowie stets Sulzfluh-Kalke und Radiolarite auf. Auffällig ist der Kristallin-Gehalt: basal treten nur Gneise und Glimmerschiefer auf, dann stellen sich Granite, Syenite und Diorite ein; noch höher erscheinen gabbroide Gerölle vom Typus des hinteren Gamperdels, eines südlichen Seitentales des *Montafon*. Da Amphibolite in den tieferen Nagelfluhbänken fehlen (H. Renz, 1973b; H. Heierli, mdl. Mitt.), scheint die Silvretta-Decke im Montafon zunächst noch nicht so weit vorgefahren oder doch wenigstens noch nicht bis auf die Amphibolite abgetragen gewesen zu sein. Anderseits lagen neben Gneisen auch Reste von penninischem Tasna-Kristallin bloss oder, wahrscheinlicher, waren Teile davon bereits früher als Schollen in die Flysch-Abfolgen eingeglitten, von wo sie später wieder aufgearbeitet wurden. Andere können gar in noch wesentlich früheren Phasen der Gebirgsbildung in ältere Sedimente der penninischen Serien, etwa in jene der Falknis-Decke, gelangt sein, wo sie ebenfalls wieder aufgegriffen worden wären.

Mächtige verkittete Nagelfluhbänke ohne jede Einregelung der Gerölle sprechen für murgangartige Schüttungen, mit Sandlagen sich verfingernde, weniger stark zementierte Bänke mit eingeregelten Geröllen für ruhigere Flussablagerung. Gekappte Paläoböden mit Verwitterungserscheinungen belegen längere festländische Phasen. Blätter- und inkohlte Schwemmholzlagen zeugen von einer Bewaldung der Flussarm-Ufer, vereinzelte Funde von Palmetto-Blättern von einer mittleren Jahrestemperatur um 17° C (R. Hantke, 1984b).

Im Laufe des Aquitans hat wohl auch die Gäbris-Schüttung an ihrer Wurzel allmählich zu hoch emporgeragt, so dass diese spätestens in dessen jüngsten Abschnitt, nach der Schüttung der jüngsten *Gäbris-Nagelfluh*, von der im SW, im Gebiet Hebrig–Zwislen SE von Gais, noch letzte Reste erhalten geblieben und nicht mehr von der ältesten *Sommersberg-Nagelfluh* überschüttet wurden (S. Berli, 1985). Dadurch dürfte der weiter im SW einsetzenden *Hörnli-Schüttung* eine NE-Grenze gesetzt worden sein, während diese im proximalen Bereich von der Pfingstboden–Kronberg-Schüttung kanalisiert worden wäre. Erst zwischen Nesslau und Ebnat-Kappel konnte sich die Hörnli-Schüttung mit einigen Flussarmen auch weiter gegen NE wenden, während dieses jüngere Flusssystem im zentralen Schüttungsbereich, vom Schnebelhorn über Roten–Silberbüel–Sädelegg–Sitzberg–Schauenberg und über Johannenböl–Hörnli–Sternenberg–Schlossberg, vom älteren mittleren bis gegen das jüngere Miozän als teils noch erhaltene Schüttungsstränge einen gewaltigen Schuttfächer aufbaute (H. Tanner, 1944; Geol. Dienst Armee, 1970K; H.M. Bürgisser, 1980, 1981; R. Hantke, 1980, 1981; Fig. 4). Sein längster Ast reichte nach N bis in den Schienerberg N des Untersees.

Prof. Dr. René Hantke, Geologisches Institut der ETH Zürich, Sonneggstrasse 5, ETH-Zentrum, CH–8092 Zürich