Geologischer Atlas der Schweiz
Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Blatt:

1115 Säntis

Topographie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 78)

Erläuterungen

verfasst von
HANSPETER FUNK, J. KONRAD HABICHT†, RENÉ HANTKE
und O. ADRIAN PFIFFNER
mit Beiträgen von MAX KOBEL

Mit 4 Textfiguren und 2 Tafelbeilagen

2000

Herausgegeben vom Bundesamt für Wasser und Geologie
Landeshydrologie und -geologie
Publié par l'Office fédéral des eaux et de la géologie
Service hydrologique et géologique national

©

Empfehlung für das Zitieren im Literaturverzeichnis

Karte:
EUGSTER, H., FORRER, M., FRÖHLICHER, H., KEMPF, TH., SCHLATTER, L., BLASER, R., FUNK, H., LANGENEGGER, H., SPOERRI, M. & HABICHT, K. (1982): Blatt 1115 Säntis. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte *78*.

Erläuterungen:
FUNK. H., HABICH†, J.K., HANTKE, R. & PFIFFNER, O.A. (2000): Blatt 1115 Säntis. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. *78*.

Vertrieb: Bundesamt für Landestopographie, CH-3084 Wabern

© 2000, Bundesamt für Wasser und Geologie, CH-3003 Bern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

ISSN 1420-2913
ISBN 3-906723-38-0

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort 4

Einleitung (H. FUNK) 6

Stratigraphie 7

Helvetikum (H. FUNK) 7

Säntis-Decke 7

Kreide 7

Tertiär 14

Flammenegg-Zug 15

Kreide 15

Tertiär 15

Schuppenzonen von Wildhaus und Brülisau 15

Kreide 15

Tertiär 16

Subalpine «Randflysch-Zone» 17

Kreide 17

Tertiär 17

Nordpenninische Flyschserie (Kreideflysch) (H. FUNK) 18

Subalpine Molasse (J. K. HABICHT) 18

Untere Meeresmolasse (UMM) 18

Untere Süsswassermolasse (USM) 21

Quartär (R. HANTKE) 27

Die Entstehung des Alpenrheintales im Pleistozän 27

Mittelpleistozän 27

Jungpleistozän–Holozän 28

Zur Vegetationsgeschichte 38

Tektonik (O. A. PFIFFNER) 39

Subalpine Molasse 39

Säntis-Decke 40

Südhelvetikum und Penninikum 47

Deformationsabfolge 48

Hydrologie (R. HANTKE) 49

Literaturverzeichnis 53

Geologische Exkursionsführer 58

Kartenverzeichnis 59

VORWORT

Das auf dem geologischen *Atlasblatt Säntis* dargestellte Gebiet mit der Säntis-Gipfelpartie, der Ebenalp, der Altmann-Region und des Hohen Kastens, aber auch des Kronberges, ist seit altersher sowohl in geologischer als auch in touristischer Hinsicht von ausserordentlicher Attraktivität.

So ist es nicht verwunderlich, dass für dieses Gebiet eine erste geologische Detailkarte im Massstab 1:25 000 bereits im Jahre 1873 gedruckt wurde (Geol. Spezialkarte Nr. 5). Der Bearbeiter dieser *Geologischen Karte des Sentis* war Arnold Escher von der Linth, der «Begründer» der helvetischen Kreide-Stratigraphie. Rund 30 Jahre später erschien die von Albert Heim erstellte geologische Karte *Säntis-Gebiet* im gleichen Massstab (Geol. Spezialkarte Nr. 38). Zu diesen beiden Karten gehören ausführliche Begleittexte, die viele Graphiken enthalten – insbesondere zahlreiche geologische Profilschnitte (ESCHER V.D. LINTH 1878, ALB. HEIM 1905).

Ende der Sechzigerjahre lagen für nahezu das gesamte Blatt Säntis neuere geologische Manuskriptkarten vor. Die damalige Schweizerische Geologische Kommission beschloss, eine neue geologische Karte des Säntis-Gebietes für den Druck vorzubereiten. Herr Dr. H. Funk (Geologisches Institut der ETHZ) erklärte sich bereit, die verschiedenen Kartenoriginale zu koordinieren sowie notwendige Neukartierungen und Revisionen durchzuführen. Im Frühjahr 1978 wurde das reingezeichnete Kartenoriginal der Kommission vorgelegt. Nach der redaktionellen und kartographischen Bearbeitung erfolgte im Dezember 1982 der Druck des Atlasblattes Säntis, für welches folgende Kartierungsunterlagen verwendet wurden:

— *Dissertationskartierungen:* Rudolf Blaser, Martin Forrer, Konrad Habicht, Theo Kempf, Lukas Schlatter;
— *Diplomkartierungen:* Hedwig Langenegger, Marcel Spoerri;
— *Kartierungen von externen Mitarbeitern:* Hermann Eugster, Hugo Fröhlicher, Hanspeter Funk.

Leider war es nicht möglich, im Anschluss an die Herausgabe der Karte auch den dazugehörenden Erläuterungstext zu drucken. Die recht unterschiedlichen Manuskripte der Autoren mussten vorerst koordiniert und grosse Teile umgearbeitet werden; auch die Graphiken waren zu überarbeiten bzw. neu zu erstellen.

Bei der Realisierung der Karte und des vorliegenden Heftes haben manche Fachkollegen mit ergänzenden Informationen und kritischen Bemerkungen beigetragen, wofür ihnen die Landeshydrologie und -geologie sehr zu Dank verpflichtet ist. Es sind dies (in alphabetischer Reihenfolge): Prof. F. Allemann (Kirchlindach), Dr. P. Haldimann (Küsnacht), Dr. H. Heierli (Trogen), Dr. Th. Kempf (Geroldswil), Dr. M. Kobel (Sargans), Nordostschweizerische Kraftwerke

AG (Baden), Prof. A. Pfiffner (Zollikofen), Dr. h.c. H. Seitter† (Sargans), Dr. L. Schlatter (Biel-Benken). Für die Erstellung des Erläuterungstextes (Stratigraphie und Tektonik) war ein geologischer Bericht über das östliche Säntisgebiet von Dr. H. Eugster von grossem Wert. Verdankt sei auch die umfangreiche Redaktionsarbeit, die durch Dr. H. Fischer (Ettingen) noch nach seiner Pensionierung fortgeführt wurde.

Schliesslich seien noch die folgenden Institutionen, die in grosszügiger Weise den Druck der Karte mit finanziellen Zuwendungen unterstützt haben, dankend erwähnt: die Regierungen der Kantone St. Gallen, Appenzell A. Rh. und Appenzell I. Rh., ferner die Luftseilbahnen Schwägalp–Säntis und Wasserauen–Ebenalp.

Oktober 1999

Landeshydrologie und -geologie

EINLEITUNG

(von H. FUNK)

Das Atlasblatt Säntis umfasst einen grossen Teil des Alpstein-Massivs, das am nördlichen Alpenrand in der Ostschweiz liegt. Teile des Molassevorlandes sind im Nordwesten des Blattes enthalten, während die Wildhauser Mulde und das St. Galler Rheintal das Blatt gegen Süden und Osten abschliessen.

Das mit quartärem Erosionsschutt gefüllte Rheintal ist ein wichtiger Grundwasserträger, der auch aus den karbonatreichen Bächen des südöstlichen Alpstein-Massivs gespiesen wird.

Ihr reizvolles und charakteristisches Gepräge erhält die Landschaft durch den Wechsel von kalkigen und mergeligen Formationen des Helvetikums einerseits sowie von den mächtigen Konglomeratlagen in der aquitanen Subalpinen Molasse anderseits. Die folgenden tektonischen Einheiten können im dargestellten Gebiet unterschieden werden (paläogeographisch von Süden nach Norden):

1. *Nordpenninische Flyschserie:* Fukoidenkalke und Kreide-Sandsteine («Reiselsberger Sandstein») sind am Fänerenspitz und am Ostende der Wildhauser Mulde auf die helvetischen Schuppenzonen aufgeschoben.

2. *Helvetikum:* Im Helvetikum können vier Einheiten unterschieden werden:
   - *Subalpine «Randflysch-Zone»:* Kreide- und Tertiärmergel sowie Sandsteine sind eingeklemmt zwischen der Subalpinen Molasse und der Säntis-Decke (bzw. dem Flammenegg-Zug).
   - *Schuppenzonen von Wildhaus und Brülisau:* Oberkreide und Tertiär liegen, stark verschuppt, sowohl in der Wildhauser Mulde als auch nördlich der Säntis-Decke vorgelagert zwischen Brülisau und dem Rheintal. Diese Gesteinsserien gehörten ursprünglich ins südliche Helvetikum.
   - *Flammenegg-Zug:* Enggepresste Antiklinale mit Oberkreide (Seewer Kalk) und Tertiär.
   - *Säntis-Decke:* Das Alpstein-Massiv im Nordteil der Säntis-Decke enthält fast ausschliesslich Kreide-Ablagerungen. Nur im Süden und im Nordosten ist noch etwas Tertiär erhalten. Auf dem Atlasblatt sind der östliche und der zentrale Teil des Massivs dargestellt. Im Bereich der Achsenkulmination, nahe dem Westrand des Blattes, erheben sich die höchsten Gipfel: Säntis (2503 m) und Altmann (2436 m).

3. *Subalpine Molasse:* Gefaltete und verschuppte Anteile der Unteren Süsswassermolasse – und untergeordnet der Unteren Meeresmolasse – in der nordwestlichen Ecke des Blattes.

STRATIGRAPHIE

HELVETIKUM

(von H. FUNK)

SÄNTIS-DECKE

Kreide

c_{1m} /c_{1k} Öhrli-Formation (Öhrli-Mergel und -Kalk)

Die Öhrli-Formation wird ins Berriasien gestellt und umfasst vier Formationsglieder, die vor allem im Nordsäntis deutlich unterschieden werden können.

Oberer Öhrli-Kalk
Obere Öhrli-Mergel
Unterer Öhrli-Kalk
Untere Öhrli-Mergel

Auf dem Atlasblatt Säntis ist, gemäss der Kartierung von SCHLATTER (1941), der geringmächtige Untere Öhrli-Kalk in die Öhrli-Mergel einbezogen, die Formation also nur zweigeteilt. Die Typuslokalität der Öhrli-Formation liegt im Nordsäntis beim Berggipfel «Öhrli» (Koord. 745.375/236.625 bis 745.425/236.725) (GRASMÜCK-PFLUGER 1962).

SE der Linie Rotsteinpass–Sämtisersee fehlt die Öhrli-Formation, weil dort die jüngeren Kreide-Einheiten auf den Vitznau-Mergeln abgeschert worden sind. Die Öhrli-Formation vermergelt gegen Süden ganz.

Die *Unteren Öhrli-Mergel* sind siltig-sandige Tonmergel mit einzelnen Mergelkalkbänken. Im Nordsäntis bilden sie den Abscherungshorizont zwischen dem nur Kreide- und Tertiärschichten enthaltenden Alpstein und dem im Süden (Churfirsten) zurückgebliebenen Jura-Stockwerk. Nur in den kalkigeren Bänken kommen einzelne Fossiltrümmer vor.

Der *Untere Öhrli-Kalk* ist etwa 20–23 m mächtig. Der bräunlich-grau anwitternde Kalk besteht zum grössten Teil aus gerundeten Skelett-Trümmern von Organismen und aufgearbeiteten Sedimentpartikeln. Zur Hauptsache bestehen diese Gesteine aus Resedimenten. Das Material wurde von einer etwas höher gelegenen Karbonatplattform ins ruhige Becken verfrachtet (BURGER & STRASSER 1981).

Die *Oberen Öhrli-Mergel* sind weniger sandig, dafür fossil- und kalkreicher als die Unteren und erreichen Mächtigkeiten von 30–40 m. Sie wurden in einem Lagunärbereich oder Becken des Schelfs unterhalb der Wellenbasis abgelagert.

Der *Obere Öhrli-Kalk* kann im Nordsäntis gegen 100 m mächtig werden. Er wittert hellgrau an und ist fossilreich. Gelegentlich treten oolithische Horizonte auf. Im Dach ist meistens ein deutlicher Omissionshorizont ausgebildet (z.B. am Weg Schwägalp–Tierwis). Der Fossilreichtum und die meist sparitische Grundmasse zeigen ein Ablagerungsmilieu auf einer Karbonatplattform an, das überwiegend im Hochenergie-Bereich, d. h. im Bereich der Wellenbewegung, lag.

Zum Fauneninhalt der Öhrli-Formation sei auf die Arbeiten von ARN. HEIM (1907, 1916) (Makrofauna) und GRASMÜCK-PFLUGER (1962) (Mikrofauna) verwiesen.

c_{2m} Vitznau-Mergel («Valanginien-Mergel»)

Dieser Name ersetzt die nomenklatorisch nicht zulässige Bezeichnung «Valanginien-Mergel» (BURGER & STRASSER 1981). Im Süden des Säntis-Gebietes sind die bräunlich anwitternden Vitznau-Mergel 60–70 m mächtig, im Norden sind sie dagegen durch einen geringmächtigen (einige Zentimeter bis Dezimeter), sandigen Kalk vertreten. Der untere Teil besteht im Süden aus einer Wechsellagerung von sandarmen Mergeln und Kalken. Die Fauna (Austern, Röhrenwürmer, benthonische Foraminiferen und Ostrakoden) weist auf flaches Wasser hin. Dezimetermächtige, pyritreiche Quarzsandlagen finden sich im kalkreicheren oberen Teil der Formation (BURGER 1985).

c_{2k} Betlis-Kalk («Valanginien-Kalk»)

Der ursprünglich von ARN. HEIM (in HEIM & BAUMBERGER 1933) eingeführte Name Betlis-Kalk wird neuerdings wieder dem nomenklatorisch unkorrekten Begriff «Valanginien-Kalk» vorgezogen (STRASSER 1979, BURGER & STRASSER 1981).

Die bräunlich-graue Anwitterungsfarbe unterscheidet den Betlis-Kalk vom eher weisslichen Grau des Oberen Öhrli-Kalkes und des Schrattenkalkes. Betlis-Kalk findet man im ganzen Säntis-Gebiet in einer Mächtigkeit zwischen 50 und 80 m. Regional können einzelne Formationsglieder ausgeschieden werden, von denen vor allem die grobsandigen *Pygurus-Schichten* im oberen Teil der Formation hervorzuheben sind (HALDIMANN 1977, STRASSER 1979).

Der Betlis-Kalk besteht vor allem aus peloidreichen, bioklastischen Kalken, die auf einem reich gegliederten Schelf abgelagert wurden (STRASSER 1979). Gelegentlich kommen Kieselknollen oder einzelne Fossilien vor; vor allem Mu-

schelschalen sind verkieselt. Nur wenige Makrofossilien (Brachiopoden, Pectiniden) lassen sich in diesem Kalk finden, Riffbildner fehlen ganz.

Die ebenfalls im ganzen Alpstein-Gebiet vorkommenden Pygurus-Schichten können bis 30 m mächtig werden. Der Name ist erstmals erwähnt in ALB. HEIM (1905, S. 32) nach dem Seeigel *Pygurus rostratus* AG. Diese Sandkalke enthalten z.T. sehr groben Quarzsand (bis über 2 mm Ø), dessen Herkunftsgebiet vermutlich in NE Richtung liegt (FUNK 1971, HALDIMANN 1977).

Die Formation wird durch einen meist phosphatreichen, gelegentlich glaukonitischen Kondensationshorizont, die *Gemsmättli-Schicht,* abgeschlossen. Dieser ist stellenweise fossilführend und wurde etwa im jüngeren Valanginien bis älteren Hauterivien gebildet (HALDIMANN 1977).

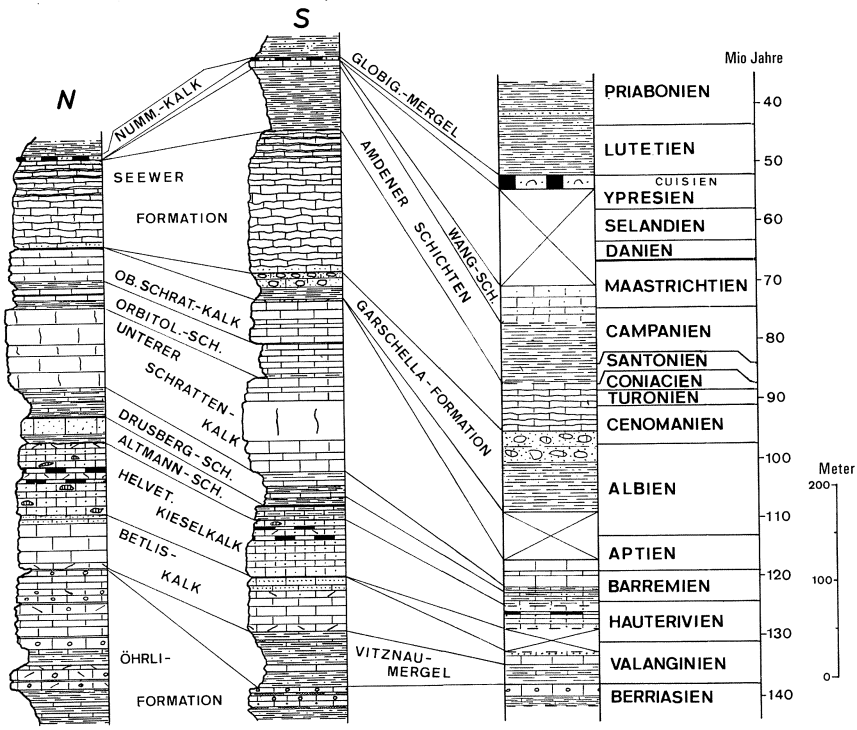


Fig. 1: Stratigraphische Profile im Helvetikum des Säntis-Gebietes und ihre Beziehung zur Geochronologie (erweitert nach KEMPF 1966).

c_3 Helvetischer Kieselkalk

Die Bezeichnung *Helvetischer Kieselkalk* hat FUNK (1969) eingeführt, um die Formation klar von anderen Kieselkalken in der Schweiz zu unterscheiden. Die bis 80 m mächtige Einheit kann im Alpstein in drei Formationsglieder unterteilt werden (FUNK 1971):

Oberer Kieselkalk
Lidernen-Schichten
Unterer Kieselkalk

Bräunliche bis schwarzbraune, sandig-kieselige Kalke, die in den nordexponierten Wänden von weissen Flechten (*Stenhammerella turgida* ACH.) bewachsen sind, bilden den Hauptteil der Formation. Der Biodetritus besteht zum grössten Teil aus Echinodermen-Trümmern, gegen Süden nehmen kalzitisierte Nadeln von Kieselschwämmen überhand. Unterer und Oberer Kieselkalk werden durch ein unterschiedlich mächtiges Band von rostigbraun anwitternden, glaukonitischen Kalken, die *Lidernen-Schichten*, getrennt. Vor allem im Ebenalp-Gebiet enthalten diese Schichten eine reiche Seeigel-Fauna («Sentisianusbank» von ARN. HEIM 1916).

Die bräunliche Anwitterungsfarbe des Kieselkalks stammt von verwitterten, eisenhaltigen Mineralien, vor allem Pyrit.

Diagenetisch aus dem Opal von Kieselschwamm-Nadeln entstandene Kieselknollen sind typisch für die Formation (FUNK 1971, 1975). Der Kieselkalk zeigt oft Vegetationsbedeckung und hebt sich klar vom liegenden, helleren Betlis-Kalk und den hangenden, zurückwitternden Drusberg-Schichten ab.

Der Kieselkalk tritt im ganzen Alpstein auf. Die in der Zentralschweiz mächtige Kieselkalk-Echinodermenbrekzie im Dach der Formation ist im Alpstein nur lokal und geringmächtig vorhanden. Dagegen findet man zuoberst fast immer einen Hartgrund mit phosphoritischen Imprägnationen und Knollen.

Die kieseligen, schwammnadelhaltigen Kieselkalke im südlichen Abschnitt wurden unterhalb der Wellenbasis, vermutlich sogar unterhalb der euphotischen Zone, abgelagert. Die Sedimentstrukturen (Schrägschichtung) im sandreichen nördlichen Teil weisen auf relativ hohe Wasserenergie in recht untiefem Wasser (flaches Subtidal) hin.

c_{4m} Altmann-Schichten und Drusberg-Schichten

Die Altmann- und Drusberg-Schichten bilden zusammen eine Formation. Allerdings ist diese Einheit bisher noch nie formell statuiert worden. Als unterstes Formationsglied gelten die glaukonitischen, oft fossilreichen *Altmann-Schichten.* An ihrer Typuslokalität, im Altmannsattel (Koord. 746.210/233.950), ist die Abfolge tektonisch gestört, so dass FUNK (1969) bei Tierwis (Koord. 742.975/ 234.750) ein Paratypus-Profil beschrieb. Die Altmann-Schichten sind

gelblichbraun anwitternde Mergel und sandige, teilweise spikulitische Kalke, die lagenweise viel Glaukonit enthalten. Ihre Mächtigkeit schwankt im Säntis-Gebiet zwischen wenigen Dezimetern und über 25 Metern. An Fossilien findet man neben verkieselten Muscheln und Brachiopoden auch Nautiliden, Belemniten und Kieselschwämme (ARN. HEIM 1916, KEMPF 1966, FUNK 1971). Vermutlich ist in diesem Formationsglied ein grösserer Zeitraum kondensiert (jüngstes Hauterivien – ältestes Mittelbarrémien) (vgl. FUNK 1971, BRIEGEL 1972).

Die eigentlichen *Drusberg-Schichten* bestehen aus einer Wechsellagerung von hell bräunlichgrau anwitternden Mergeln und Mergelkalken, wobei der Anteil der Mergel von unten nach oben abnimmt. Im oberen Teil werden die Kalke heller und enthalten stellenweise Flachwasserfaunen ähnlich jenen im Schrattenkalk (u.a. Austern). Vor allem in den mergelreichen Teilen lösen sich die Kalkbänke in einzelne Knollen auf, was auf diagenetische Umverteilung des Kalkes zurückzuführen ist (RICKEN 1986). Von den Makrofossilien (Seeigel, Brachiopoden) sind oft nur noch rundliche Löcher vorhanden, die z.T. mit Pyrit oder dessen Verwitterungsprodukten gefüllt sind.

Die Mächtigkeit schwankt im Gebiet des Alpsteins (z.T. aus tektonischen Gründen) zwischen etwa 20 und 50 m (LIENERT 1965), wobei oft keine scharfe Grenze zum Liegenden und zum Hangenden auszumachen ist. Der Übergang zum Schrattenkalk findet meist in einem Bereich von mehreren Metern durch Abnahme der Anzahl und Mächtigkeit der Mergelbänder statt.

Die Drusberg-Schichten haben etwa Mittel- bis Spätbarrémien-Alter (BETTENSTAEDT 1957, BRIEGEL 1972). Ihre Bildung erfolgte auf einem offenmarinen, nicht allzu tiefen Schelf (BRIEGEL 1972).

c_U Schrattenkalk

Der meist hellgrau anwitternde Schrattenkalk bildet die dominierenden Kalkwände im Alpstein. Er ist etwa 70–200 m mächtig (LIENERT 1965) und lässt sich v.a. im Norden durch mergelig-siltige Bänder (Untere Orbitolinenschichten) dreiteilen. Im südlichen Säntis findet man im Dach der Formation wieder orbitolinenreiche Kalke (Obere Orbitolinenschichten).

Bioklastische Kalke, die oft bankweise angehäuft Makrofossilien führen (z.B. am Weg Tierwis–Säntisgipfel), überwiegen im Schrattenkalk. Daneben enthält er auch Oolithe. Bei den Makrofossilien kommen Gastropoden (v.a. Nerineen) und Muscheln (Rudisten) recht oft vor; ferner findet man, speziell in den Orbitolinenschichten, häufig Seeigel und Brachiopoden. Die Mikrofauna ist bei LIENERT (1965) im Detail beschrieben; hier sind vor allem die Orbitolinen und Milioliden bei den Foraminiferen sowie die Grünalgen *(Salpingoporella)* zu erwähnten (s.a. ARBENZ 1908).

Das Alter des Schrattenkalkes ist spätes Barrémien bis frühes Aptien, wobei gewisse Anteile des obersten Schrattenkalkes im nördlichen Gebiet vor der Ablagerung der «Gault»-Sedimente wieder erodiert worden sein könnten.

Die Bildung der Sedimente des Schrattenkalkes erfolgte auf einer Karbonat-Plattform, welche von Norden her progradierte (LIENERT 1965, FUNK & BRIEGEL 1979). Obschon einzelne Korallenstöcke im Schrattenkalk vorkommen, fehlen eigentliche Riffbildungen. Grössere Biostrome von Rudisten (v.a. *Agriopleura*) sind allerdings nicht selten.

c_{6-8} Helvetischer Gault s. l. (Garschella-Formation)

Der Begriff Garschella-Formation wurde 1986 von FÖLLMI eingeführt, um die unglückliche, wenn auch eingebürgerte Bezeichnung «Gault» zu ersetzen und damit den glaukonitisch-mergeligen oder kalkig-sandigen Schichten zwischen Schrattenkalk und Seewer Kalk einen formell korrekten Namen zu geben.

Diese Einheit erscheint meist als zurückwitterndes Rasenband. Knollenkalke sind vor allem für den oberen Teil charakteristisch, während der untere Teil eher mergelig-siltig ist. Als wichtiges Fossilniveau ist nahe der Grenze zum Seewer Kalk die Turrilitenschicht ausgebildet. Im Süden treten auch die älteren Sandsteine (spätes Aptien, Brisi-Sandstein) und Echinodermen-Spatkalke (Brisi-Kalk) auf.

Während die Basis der Formation meist scharf einem Kondensationsniveau oder Hartgrund im Dach des Schrattenkalkes auflagert, geht der hangende Seewer Kalk allmählich, durch Abnahme des Glaukonitgehaltes und der Korngrösse, aus der Garschella-Formation hervor.

Die Gesamtmächtigkeit der Formation schwankt zwischen 3 m im Norden (mittleres Albien bis Cénomanien) und gegen 30 m im Süden (spätes Aptien bis Cénomanien). Eine Vertiefungsphase des Beckens, die sich ab dem Aptien von Süden gegen Norden ausbreitet, ist durch diese Ablagerungen dokumentiert (OUWEHAND 1987). Die neue Gliederung dieser vielfältigen Formation ist bei OUWEHAND (1987) beschrieben.

Weitere Angaben, besonders zur Makrofauna, finden sich bei ARN. HEIM (1913), HEIM & SEITZ (1934) und HERB (1962).

c_9 Seewer Kalk

Der Seewer Kalk ist ein dichter, gut gebankter, heller Kalk mit dünnen Tonhäuten. Gegen oben nimmt der Mergelgehalt zu. Er wurde, seiner Mikrofauna entsprechend, im Zeitraum zwischen dem späten Cénomanien und dem Coniacien abgelagert (BOLLI 1945). Seine Mächtigkeit ist schwierig abzuschätzen. Nach den Profilen von KEMPF (1966) beträgt das Maximum im Süden etwa 150 m. Hier findet man auch Bänke, die glaukonitführend sind und deshalb leicht

grünlich gefärbt erscheinen, während andere, eisen- und manganhaltige Bänke eine rötliche Farbe zeigen.

An Makrofossilien sind nur kleine Belemniten und einzelne Bruchstücke von Inoceramen sowie, seltener, auch unbestimmbare Seeigel vorhanden. Wichtig ist dagegen die Mikrofauna. Vor allem Foraminiferen (Globotruncanen, Globigeriniden, Textulariden) treten massenhaft auf, ferner die zu den planktonischen Algen zählenden Calcisphäruliden.

Im Süden sind die jüngeren Anteile des Seewer Kalkes erhalten geblieben, während im Norden das Tertiär direkt auf (unteren?) Seewer Kalk transgrediert. Die Ablagerung erfolgte in einem uferfernen Becken in pelagischem Milieu.

c_{10} Seewer Schiefer (Choltal-Schichten)

Der Name Choltal-Schichten wurde von OBERHÄNSLI-LANGENEGGER (1978) für die schiefrig-mergeligen Anteile im Dach des Seewer Kalkes eingeführt. Im Alpstein treten sie nur im südlichen Gebiet auf. Ausser einem erhöhten Tongehalt unterscheiden sie sich faziell nicht vom Seewer Kalk. Die Mächtigkeit ist aus tektonischen Gründen schwierig zu bestimmen. Im Profil (Fig. 1) sind sie mit den Amdener Schichten zusammengefasst.

Aus dem Verhältnis der Anzahl planktonischer zu benthonischen Foraminiferen schliesst OBERHÄNSLI-LANGENEGGER (1978) auf eine Ablagerungstiefe von mehreren hundert Metern.

c_{11-12} Amdener Schichten

Die Amdener Schichten sind bräunlich anwitternde, siltige Mergel, die fast nur in den südlichen Ketten des Alpsteins auftreten. Die nördlichsten Vorkommen beschreibt HERB (1963b) aus dem oberen Hüttentobel südlich von Wasserauen und vom Schrennenweg südlich vom Seealpsee.

Altersmässig sind die Amdener Schichten ins Santonien–Campanien zu stellen. Sie wurden 1978 von OBERHÄNSLI-LANGENEGGER monographisch bearbeitet und zeigen einen etwas stärkeren kontinentalen Einfluss (Siltgehalt) als die liegenden, pelagischen Einheiten. Als Ablagerungstiefe werden 100–300 m angegeben.

Die früher vorgenommene Unterteilung in «Leibodenmergel» und «Leistmergel» (ARN. HEIM 1923) wird heute nicht mehr angewendet.

Nur wenige, oft pyritisierte Makrofossilien wurden in den Amdener Schichten gefunden. Zwergformen von Mollusken und Seeigeln erwähnen BÖHM & HEIM (1909) und ROLLIER (1923) aus dem Gebiet von Amden. Ganze Bänke aus den Schalen der Muschel *Pycnodonta vesicularis* LAM. beschreibt MAYER-EYMAR (1890) aus dem Ostsäntis.

Die Aufschlussverhältnisse sind meist schlecht. In Bachrunsen, z.B. südlich und südöstlich von Brülisau, kann man die Amdener Schichten am besten beobachten. Da sie oft unter einer dünnen Verwitterungsschicht liegen, wurde dafür auf der Karte eine spezielle Signatur verwendet.

Tertiär

Gesteine tertiären Alters findet man in der Säntis-Decke nur in zwei Gebieten: Im nördlichen Teil bei Ebenalp–Bommenalp und südlich der Gulmen-Antiklinale zwischen Wildhaus und Obetweid (Koord. 749/232).

e_3 Nummulitenkalk s. l.

Im Norden transgredieren kalkige «Grünsande» mit Assilinen und Zwischenlagen von dunkeln, schiefrigen Mergeln direkt auf Seewer Kalk (ARN. HEIM 1908); im Süden hingegen liegen glaukonitische Sandsteine, die von glaukonitischen, nummulitenführenden, oft Quarzsand enthaltenden Kalken überlagert werden (FORRER 1949), direkt über den Amdener Schichten.

Im Süden erfolgte die Ablagerung im Cuisien (HERB 1963b) in einem flachen, offenmarinen Milieu, allerdings sehr langsam. Die Ablagerungen im Norden weisen Lutétien-Alter auf; das Ablagerungsmilieu dürfte jenem im Süden ähnlich gewesen sein.

e_{4-6} Globigerinenmergel s. l.

Über dem Nummulitenkalk liegen hellgrau-gelbliche, siltige bis feinsandige Mergel mit einer reichen Mikrofauna von überwiegend planktonischen Foraminiferen. FORRER (1949) nannte Teile dieser Mergel auch «Fleckenmergel», weil sie ein durch Bioturbation verursachtes, fleckiges Aussehen haben. Eingelagert in die in ihrer Mächtigkeit nicht bestimmbare Formation sind mehrere Meter *Sandkalke* (e_{6s}) mit einer reichen Mikrofauna und viel Biodetritus. Lithothamnien und Grossforaminiferen bilden den Hauptanteil und weisen auf ein priabones Alter hin (FORRER 1949).

Auf der Bommenalp im nördlichen Alpstein (Blättli) ist die Farbe der Globigerinenmergel eher dunkelbraun, und die Flecken fehlen weitgehend.

Die gesamte Abfolge der Globigerinenmergel umfasst den Zeitraum vom Lutétien bis in das Priabonien. Als Ablagerungsmilieu kommt ein pelagisches, leicht vom Land beeinflusstes Becken in Frage, welches jedoch wieder grössere Tiefe aufwies als jenes des Nummulitenkalks.

FLAMMENEGG-ZUG

Kreide

c_{9-10} Seewer Kalk

Lithologisch unterscheidet sich der Seewer Kalk im Flammenegg-Zug nicht von jenem der Säntis-Decke. Turonien- und Coniacien-Alter sind nachgewiesen (EUGSTER et al. 1960). Der schiefrige obere Teil fehlt. Die Mächtigkeit gibt EUGSTER mit ca. 50 m an.

Tertiär

e_4 Assilinengrünsand

Der dem Lutétien angehörende Assilinengrünsand liegt hier direkt auf dem Seewer Kalk. Wegen tektonischer Komplikationen glaubte man früher, im Alpstein den Beweis für das Auftreten von Assilinen in der Kreide gefunden zu haben (ROLLIER 1923, ARN. HEIM 1923, RICHTER 1925). EUGSTER (in LUDWIG et al. 1931) konnte zeigen, dass diese Vorkommen lediglich auf tektonische Verschuppung zurückzuführen sind und dass die im Assilinengrünsand auftretenden Ammoniten-Bruchstücke aufgearbeitet sind.

e_{4-6} Globigerinenmergel

Nach H. Eugster (unpubl. Notizen) sind hier die Globigerinenmergel in hellgrauer Fleckenmergel-Fazies ausgebildet. Sie haben Lutétien-Alter (R. Herb, mündl. Mitteilung); Sandbänke fehlen.

SCHUPPENZONEN VON WILDHAUS UND BRÜLISAU

Kreide

Die Gesteine der Schuppenzone von Wildhaus wurden durch FORRER (1949) im Detail untersucht. Von EUGSTER et al. (1960, 1969) stammen Beschreibungen der Zone von Brülisau. Im Gegensatz zu den Aufschlüssen in der nördlichen Säntis-Decke und dem Flammenegg-Zug, transgrediert hier das Tertiär auf Amdener Mergel oder Wang-Schichten.

c_{11-12} Amdener Schichten

Die Mergel der Amdener Schichten stehen vor allem in Bachrunsen an. Wegen der starken Verschuppung können keine Mächtigkeitsangaben gemacht werden. Die in den grauen, hell anwitternden, feinsandigen Mergeln enthaltenen Mikrofossilien weisen auf ein Santonien–Campanien-Alter hin (EUGSTER et al. 1960).

c_{13W} Wang-Schichten

Dunkelbraun anwitternde, kieselig-feinsandige Kalke bilden in der Wildhauser Schuppenzone das Dach der Kreide-Ablagerungen (STACHER 1980). Oft liegen sie deutlich diskordant auf den Amdener Schichten. Ihre Mächtigkeit kann bis 150 m erreichen, wobei die Basis (bis 40 m) oft mergelig-schiefrig ausgebildet ist. Glimmer ist häufig, während Glaukonit, sehr unregelmässig verteilt, ebenfalls auftreten kann. Die vielen Schwammnadeln deuten auf eine Ablagerungstiefe unterhalb der Wellenbasis, der Sand weist auf terrigenen Einfluss hin.

Gute Aufschlüsse findet man am Sommerigchopf, 3 km westlich von Gams, und in verschiedenen Schuppen westlich von Sax.

Tertiär

e_{3-4} Kalke und glaukonitische Sandkalke mit Nummuliten

Phosphoritführende, «grünsandige» Kalke und glaukonitische Nummulitenkalke («Gallensis-Kalke», vgl. LEUPOLD 1942) transgredieren in der Brülisauer Zone auf Amdener Schichten. In der Wildhauser Schuppenzone im südlichen Alpstein dagegen liegen Nummulitenkalke, glaukonitische Kalke und Mergel auf den Amdener oder Wang-Schichten. Allerdings lässt die intensive tektonische Verschuppung nicht immer eine sichere Deutung der lithostratigraphischen Zusammenhänge zu (vgl. EUGSTER in LUDWIG et al. 1931). Für den Nummulitenkalk der Bromegg (Koord. 748.6/231.3) wird von FORRER (1949) untereozänes Alter angenommen.

Die Ablagerungstiefe all dieser Gesteine dürfte nicht sehr gross gewesen sein. Viel terrigener Detritus und Austern weisen sogar auf Küstennähe hin.

e_{4-6} Globigerinenmergel

In der Schuppenzone von Brülisau sind die Globigerinenmergel ähnlich wie im Flammenegg-Zug ausgebildet: glimmerreicher, weniger kalkig und weniger gelb als jene der Wildhauser Zone. Daneben treten in der Wildhauser Zone noch hellgraue, feinsiltige, oft sehr kalkige Mergel auf (FORRER 1949, HERB 1963a).

f_w Wildflysch

Nur ein einziges Vorkommen von Wildflysch ist auf dem Kartenblatt anzutreffen (Gulentobel, Koord. 751.850/232.550). In dunkeln, blättrigen Mergeln liegen Stücke von Ölquarzit, Siltstein und ein Kalkblock mit Nummuliten, Globigerinen und Alveolinen. Der stratigraphische Zusammenhang dieses Vorkommens zu den übrigen Einheiten der Schuppenzone ist unklar (FORRER 1949).

Bezüglich neuerer Ansichten über den Wildflysch empfiehlt sich die Lektüre von BAYER (1982) und BAYER et al. (1983).

SUBALPINE «RANDFLYSCH-ZONE»

Zwischen der Subalpinen Molasse und den nördlichsten Kreideketten der Säntis-Decke (bzw. des Flammenegg-Zuges) ist eine Serie von Oberkreide und Tertiär eingeklemmt, die als Randflysch bezeichnet wird.

Kreide

c_{11-12} Amdener Schichten

Ausbildungsmässig sind sie den Amdener Mergeln der Säntis-Decke gleichzustellen.

Tertiär

e_{4-6} Globigerinenmergel

Die Fleckenmergel sind hier gelblich-weiss, feinsiltig, kalkig und zerfallen schiefrig (H. Eugster, unpubl. Notizen).

f Flysch im allgemeinen

Gradierte Sandsteine, z.T. mit Bodenmarken, schiefrige, sandige Mergel und Fukoidenkalke sind die auffälligsten Gesteine dieser vor allem nördlich der Bommenalp und im Brüelbach (SW bzw. NE von Schwende) vorkommenden Flysche. Sie lagen vermutlich ursprünglich im Dach oder leicht südlich der Globigerinenmergel, welche dieser Zone zugehören. Ein direkter stratigraphischer Zusammenhang kann allerdings nirgends beobachtet werden; Altersangaben fehlen.

NORDPENNINISCHE FLYSCHSERIE (KREIDEFLYSCH)

(von H. FUNK)

Die nordpenninischen Kreideflysche («Reiselsberger Sandstein») bilden als eigene tektonische Einheit den Kern der Wildhauser Mulde.

Nach FORRER (1949) kann man diese Flysche in zwei lithostratigraphische Einheiten gliedern, eine kalkig-kieselige Basis-Serie und eine Sandsteinserie.

Auf dem Atlasblatt sind westlich und nördlich von Gams wenige Aufschlüsse der Sandsteinserie vorhanden, die Basis-Serie mit Brekzien und Kalken ist nur weiter südlich aufgeschlossen. Weitere kleine Vorkommen – südlichste Ausläufer der Fähnern-Klippe (Fäneren) – finden sich am Nordrand des Blattes im Gebiet des Resspasses.

f_K Flyschsandsteine und Fukoidenkalke («Reiselsberger Sandstein»)

Gebankte Sandsteine mit wenigen mergeligen Schieferzwischenlagen sind das charakteristische Gestein dieser Folge. Wenige Kalkbänke treten ebenfalls auf. Die Sandsteine sind mittelkörnige Kalksandsteine mit viel Muskovit. Gradierung und Bioturbation werden häufig beobachtet. Kohlige Pflanzenhäcksel sind auf feinkörnigeren Schichtoberflächen nicht selten. Planktonische und benthonische Foraminiferen lassen sich im Dünnschliff erkennen.

Die Kalke mit Fukoiden (Spurenfossilien) treten eher im unteren Teil der Abfolge auf. Altersmässig ist die Sandsteinfolge dem Turonien zuzuordnen.

SUBALPINE MOLASSE

(von J.K. HABICHT)

Untere Meeresmolasse (UMM)

(Rupélien)

o_2 Grisiger Mergel und Horwer Platten

Das Verbreitungsgebiet der UMM auf Blatt Säntis beschränkt sich auf den Südhang des unteren Wissbachtales, mit den besten Aufschlüssen im Hagtobel und den beiden Tobeln westlich und östlich von Eugst, SW von Weissbad (LUDWIG 1927, HABICHT 1945). Die UMM liegt in ähnlicher Ausbildung vor wie an anderen Orten der schweizerischen Subalpinen Molasse, nämlich als «rauchgraue», mitunter olivgraue Grisiger Mergel, von denen die obersten Abschnitte (über 30 m) im westlichen Eugsttobel aufgeschlossen sind. Im Weissbad-Gebiet scheinen sie auf mehrere hundert Meter anzuschwellen, sind aber grösstenteils

unter Quartärbedeckung verborgen. Gegen das Hangende zu schalten sich ca. 20 m harte, plattige Glimmersandstein-Bänke von bis über 40 cm Mächtigkeit zwischen die Mergel, begleitet von weichen tonigen Glimmersandsteinen mit brackischen Mollusken (s.u.). Im Gegensatz zu manchen anderen Profilen der schweizerischen UMM folgt über dieser Übergangsfazies jedoch nur eine Andeutung von eigentlichen Horwer Platten[1]. Im Hangenden folgt fast unmittelbar glimmerarmer, mittel- bis grobkörniger, kreuzgeschichteter fossilleerer Kalksandstein der USM (Detailprofile in HABICHT 1945, S. 102). Rekurrenzen von marin-brackischer UMM-Fazies über diesem Niveau wurden hier ebensowenig wie an anderen Orten der Ost- und Zentralschweiz beobachtet.

Fossilführung (LUDWIG 1927; HABICHT 1938, 1945; OERTLI 1956): Brackische Mollusken und brackisch-marine Ostrakoden. Über die Mollusken steht bei HABICHT (1945, S. 101): «Vorherrschend ist meist *Polymesoda convexa* BRGT., früher als «Cyrenen» beschrieben. Daneben finden sich mindestens zwei, jedoch nicht näher bestimmbare Arten von Cardien, ferner unbestimmbare Steinkerne eingeschwemmter kleiner Süsswasser-Gastropoden». «Cyrenen» finden sich hauptsächlich in den oben erwähnten weichen, tonigen Glimmersandsteinen. OERTLI (1956, pp. 13, 19; Tfn. 3, 16) beschreibt vom westlichen Eugsttobel (Koord. 748.375/239.950) in einer Bank mit «Cyrenen» und Cardien und bis 8 m über dieser Bank brackisch-marine Ostrakoden (*Cytheridea ventricosa* GOERLICH 1953, *Cytheridea* sp. aff. *bavarica* GOERLICH 1953, *Cytheretta* sp. und *Pterygocythereis* sp.). Die Fundstelle liegt etwa 75 m südlich der Strasse Weissbad–Lehmen. Nach OERTLI spricht das vollständige Fehlen limnischer Ostrakoden dafür, dass diese Fossilien in pliohalinem Brackwasser (Salzgehalt 9–16,5‰) lebten.

Zum Alter der UMM: Bis vor einigen Jahren war es üblich, die UMM dem Rupélien und die darüberliegende USM dem Chattien zuzuweisen. Aufgrund palynologischer Resultate konnte HOCHULI (1978) aber zeigen, dass ein Grossteil der bisher als Chattien bezeichneten unteren USM Rupélien-Alter aufweist. Damit ist die Obergrenze der ostschweizerischen UMM noch weit innerhalb des Rupélien. Die ältesten Abschnitte der ostschweizerischen UMM werden aufgrund von Nannoplankton-Datierungen dem unteren oder mittleren Rupélien zugewiesen (FREI 1979).

---

[1] Zu den Begriffen «Horwer Platten» und «Horwer Sandstein» vgl. HABICHT (1987). Der Begriff «Horwer Sandstein» sollte nicht für Sandsteine im Dach der UMM verwendet werden, da er von NIGGLI (1915) für Arkose-Sandsteine von untermiozänem Alter verwendet wurde (siehe auch BAUMBERGER 1925, S. 166).

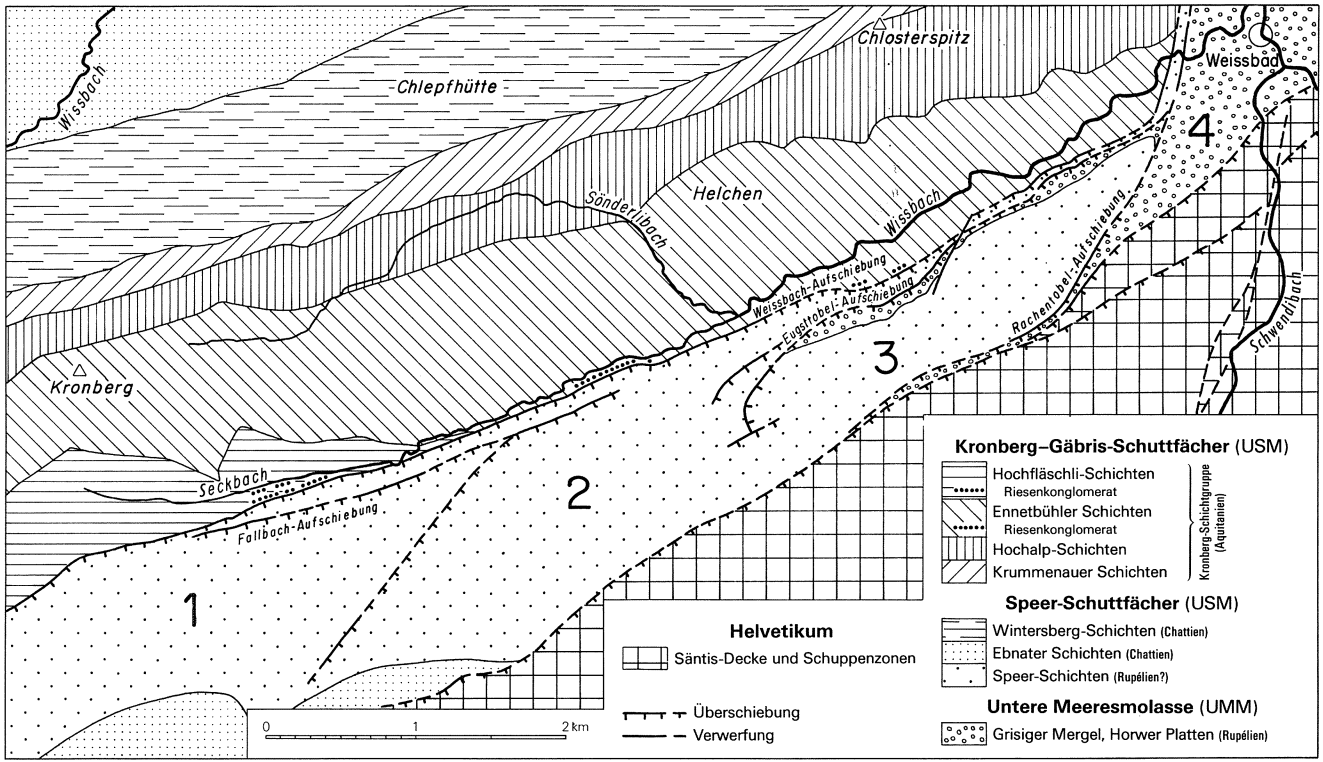


Fig. 2: Gliederung der Subalpinen Molasse auf Blatt Säntis des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000.

1=Kräzerli-Teilschuppe, 2=Leuenfall-Teilschuppe, 3=Eugsttobel-Teilschuppe, 4=Östliches Äquivalent der Speer-Schuppe

Untere Süsswassermolasse (USM)

(oberes Rupélien – Aquitanien)

o_3 Speer-, Ebnater und Wintersberg-Schichten

Die fluvioterrestrische Abfolge des Stampien gliederte HABICHT (1945) in der ostschweizerischen Subalpinen Molasse (von unten nach oben) in die Speer-, die Ebnater und die Wintersberg-Schichten. Die drei Einheiten wurden auf dem Atlasblatt zusammengefasst, da ihre Grenzen von den Autoren nicht im Detail auskartiert wurden. Eine Übersicht vermittelt Figur 2.

Speer-Schichten

Die zwischen Säntis-Decke und Kronberg-Kette gelegenen Schichten der USM bilden das normale Hangende der UMM – ausser dort, wo lokale Störungen auftreten. Damit nehmen sie die gleiche Stellung ein wie die Speer-Schichten (sensu HABICHT 1945) des zentralen Speer-Gebietes. Da auch der Geröllbestand der Nagelfluhen jenem des Speer-Fächers entspricht, wurden sie von HABICHT (1945) als Speer-Schichten ausgeschieden. Die auf 900 m geschätzte Schichtfolge gliedert sich in einen unteren, Kalknagelfluh führenden, einen mittleren, nagelfluhfreien und einen weniger mächtigen oberen, wieder Kalknagelfluh führenden Komplex.

Der untere, Nagelfluh führende Komplex besteht aus 10–15, z.T. Kalksandstein führenden Nagelfluh-Bänken mit durchwegs grauem, sandig-kalkigem Bindemittel, ferner aus bis über 5 m mächtigen Bänken von Pflanzenhäcksel, Pyrit und Kohle führenden Kalksandsteinen. Über 75 % der Gesamtmächtigkeit fallen jedoch auf vorwiegend bunte Mergel, wobei rotgetönte Mergel gegen Osten allmählich überhand nehmen. Östlich der Sitter ist das Hangende der UMM in der nagelfluhfreien Fazies der Unteren Bunten Molasse entwickelt (vgl. SAXER 1938). Eines der eindrücklichsten Beispiele einer nach Osten gerichteten Ausdünnung und Auskeilung eines mächtigen Nagelfluh-Komplexes ist im Leuenfall-Gebiet zu sehen (Fig. 22 in HABICHT 1945). Weitere Beobachtungen im selben Gebiet lassen darauf schliessen, dass dieser Nagelfluh-Komplex als kleiner eigenständiger Schuttfächer interpretiert werden kann, d. h. als breite, SSW–NNE gerichtete Schotter-Rinne, die von mehreren aufeinanderfolgenden Schüttungen immer wieder neu benützt und ausgefüllt wurde, da sich offenbar Absenkung und Sedimentation ungefähr die Waage hielten.

In der mittleren, 200–300 m mächtigen, z.B. nördlich von Dunkelberndli (Koord. 745.7/237.8) aufgeschlossenen, nagelfluhfreien Serie dominieren graugrünliche, gelbbräunlich gefleckte und graublaue Mergel; daneben treten graue, tonige Sandsteine mit millimeter-feinen kohligen Bänderungen sowie grobkörnige, Pflanzenhäcksel führende Kalksandsteine auf. Die mindestens 300 m mächtige obere Folge mit 10–15 % Kalknagelfluhen im Gesamtprofil ist im oberen

Berndlibach und im Gebiet zwischen Brugger Wald und Chammhalden aufgeschlossen und enthält unterhalb Ober Borstböhl (Koord. 745.0/237.7) ein dünnes Kohlenflöz (HABICHT 1945, S. 104). Altersbestimmende Fossilfunde sind in den Speer-Schichten des Blattes Säntis bis jetzt keine beschrieben worden. In Analogie zum zentralen Speer-Querschnitt (Rupélien der Speer-Nordwand nach palynologischen Daten, FREI 1979) kann vermutet werden, dass auch hier Rupélien vorliegt.

Ebnater Schichten

Diese Schichtfolge tritt in zwei getrennten Zonen auf: (1) als distales Element des Speer-Schuttfächers in der Nordwestecke des Blattes und (2), nach Auffassung von HABICHT (1945), als proximales Element desselben Schuttfächers als Hangendes der Speer-Schichten unmittelbar nördlich der Säntis-Überschiebung.

1. Die besten Aufschlüsse der distalen Zone findet man im SE Zufluss des Wissbaches[1)], wo etwa 520 m des mittleren und oberen Teiles der Schichtfolge sichtbar sind. Davon sind annähernd 450 m Mergel und Mergelsandsteine sowie etwa 60 m Kalksandsteine vom Typus des Ebnater Sandsteins (HABICHT 1945). Ausserdem wurden zwei je etwa 6 m mächtige Bänke «granitischen Sandsteins» festgestellt. Ein analoger Sandstein findet sich auch westlich der Blattgrenze in ähnlicher stratigraphischer Lage (LUDWIG 1926). Solche relativ geringmächtige und immer nur sporadisch auftretende «granitische Sandsteine» inmitten der Mergel-/Kalksandstein-Folge werden nach Westen zu im Urnäschtal und im Toggenburg etwas häufiger. Nach HABICHT (1945) sind sie vielleicht von der bunten Rigi-Nagelfluh abzuleiten, worauf auch die Tatsache hinweist, dass solche Sandsteine – ebenfalls mit bunter Rigi-Nagelfluh – im Pfifegg-Gebiet (Wägital) in ähnlicher stratigraphischer Stellung auftreten (OCHSNER 1935, 1975). Die Rigi-Schüttung würde also von Zeit zu Zeit kurzlebige Sandschüttungen weit nach Osten ins Gebiet des distalen Speer-Schuttfächers ausgesandt haben – Beispiel der axial nach Osten gerichteten Schüttung im distalen Bereich, die zu Interferenzen zweier Schuttfächer führte.

2. Die Verbreitung der der Säntis-Überschiebung vorgelagerten Ebnater Schichten beschränkt sich im wesentlichen auf das Gebiet NE der Schwägalp und Chammhalden–Potersalp sowie Ober Borstböhl. Anhand der fast stets nur kleinen, unzusammenhängenden Aufschlüsse lässt sich entnehmen, dass die maximal über 300 m mächtige Folge wohl gegen 10 Kalknagelfluh-Bänke mit grauem Bindemittel enthält, deren Gerölle bis über 20 cm Länge erreichen. Im übrigen unterscheiden sie sich lithologisch kaum von den sie konkordant unterlagernden nagelfluhführenden Speer-Schichten.

[1)] Zu unterscheiden vom «Wissbach», der weiter südöstlich Richtung Weissbad fliesst.

Die *Altersfrage* der Ebnater Schichten ist noch nicht endgültig geklärt (HABICHT 1987). Es wird vermutet, dass sie teilweise zum tieferen Egerien (Chattien) gehören, wofür u.a. das Vorkommen der «granitischen Sandsteine» spricht.

Wintersberg-Schichten

Die nach dem Wintersberg, südöstlich von Ebnat-Kappel im Toggenburg, benannte Schichtfolge im Hangenden der Ebnater Schichten weist am Nordabhang der Kronberg-Kette eine geschätzte Mächtigkeit von 700–750 m auf. Soweit die eher unzusammenhängenden Aufschlüsse auf Blatt Säntis Einblick gestatten, sind blaugraue und gelbbräunliche Mergel mit dünnen Mergelsandsteinbänken und Kalksandsteinen vorherrschend. Im Unterschied zum Toggenburg treten Nagelfluh-Bänke nur vereinzelt im oberen Teil der Schichtfolge auf. Es handelt sich um Kalknagelfluhen des Speer-Schuttfächers. Der Übergang von den nagelfluhreichen Wintersberg-Schichten des Toggenburgs in die hauptsächlich aus Mergeln und Sandsteinen bestehende Abfolge auf Blatt Säntis entspricht dem Übergang vom zentralen Querschnitt des Schuttfächers in dessen seitliche, distalere Teile. Dass Nagelfluhen im obersten Abschnitt noch vorhanden sind, weist darauf hin, dass der Speer-Schuttfächer progradierte. Als Besonderheit ist das von LUDWIG (1926) erwähnte Vorkommen einer Bank «granitischen Sandsteins» im untersten Teil der Folge anzuführen. Es befindet sich etwa 500 m westlich des Kartenrandes auf Blatt Nesslau auf ca. 1020 m Höhe und reiht sich in die bereits bei den Ebnater Schichten erwähnten, wahrscheinlich vom Rigi-Fächer abzuleitenden Vorkommen ein.

Fossilführung und Alter: Hier ist die etwa 100 m nördlich des Blattrandes von LUDWIG et al. (1931, S. 139/140) aufgefundene und von E. Baumberger bestimmte stampische Landschnecken-Fauna von der Sollegg zu erwähnen (LK-Blatt 1095 Gais, Koord. ca. 748.15/242.10). Folgende Arten werden zitiert: *Triptychia (Clausilia) escheri* MAYER-EYMAR, *Pomatias (Ericia) antiquum* BRGT., *Parachloraea oxystoma* THO. und *Zonites (Aegopsis) subangulosus* ZIET. Stratigraphisch liegt die Fundstelle im höchsten Teil der Wintersberg-Schichten, deren oligozänes Alter damit bewiesen ist. Auf oberoligozänes Alter (Coderet–Küttigen) weist auch die Fundstelle Trempel in den obersten Wintersberg-Schichten des Thurtales sowie die Mikroflora derselben Lokalität hin (FREI 1979).

m_1 Kronberg-Schichtgruppe

Während der Ablagerung der Wintersberg-Schichten progradierte der Speer-Schuttfächer und erreichte dabei seine grösste Ausdehnung. Anschliessend wurde er inaktiv, und an seine Stelle trat an seiner Ostflanke der *Kronberg–Gäbris-Schuttfächer* (HABICHT 1945). Die Kronberg–Hochalp-Nagelfluhzone liegt im

inneren Teil dieses Schuttfächers. Ihr östlicher Teil, mit dem Kronberg als höchstem Gipfel, ist auf Atlasblatt Säntis dargestellt. Der schuttbeladene Strom verliess die Alpen im Gebiet westlich von Blatt Säntis, nämlich in jenem Querschnitt, wo heute die jüngsten Schichten der Kronberg-Schichtgruppe am Pfingstboden-Sporn (LK-Blatt 1114 Nesslau) im Schuttfächer-Zentrum erhalten geblieben sind.

Die Kronberg-Schichtgruppe besteht im Gebiet von Blatt Säntis aus einer monotonen Wechselfolge von Nagelfluhen, Mergeln und untergeordnet Kalk/Dolomit-Sandsteinen. Es handelt sich um asymmetrische Sedimentationszyklen, bei denen die einzelnen Nagelfluh-Bänke in die liegenden Mergel greifen und nach oben, unter Einschaltung von etwas Sandstein oder Mergelsandstein, in Mergel übergehen. Stellenweise wird auch Nagelfluh von Nagelfluh gekappt.

In paläogeographischer Sicht hat man sich eine sich senkende Schwemmebene vorzustellen, welche von einem Netzwerk von verflochtenen, Grobschotter führenden Flussarmen («braided river») durchzogen wurde. Allmählich abnehmende Transportkraft drückt sich in nach oben abnehmender Geröllgrösse innerhalb von kogenetischen Nagelfluhbank-Einheiten aus. Mächtigere Nagelfluh-Bänke (Bank-Komplexe) bestehen in der Regel aus mehreren solchen Schüttungseinheiten, die erosiv ineinander greifen, wobei die zwischenliegenden Mergel erodiert wurden. Im Gesamtprofil der Kronberg-Schichtgruppe nimmt sowohl die Mächtigkeit der Nagelfluh-Komplexe als auch ihr Anteil am Gesamtprofil vom Liegenden zum Hangenden zu. Gleichzeitig ist eine Zunahme der durchschnittlichen und maximalen Geröllgrössen zu erkennen. Dies weist auf eine Progradation des Schuttfächers hin. Damit einher geht auch eine Veränderung des Geröllbestandes: Auf kleingeröllige Kalk/Dolomit-Nagelfluhen mit viel oberostalpinen Karbonaten, Flysch-Sandkalken und etwas metamorphem Kristallin folgen in den hangenden Schichten gröbere, z.T. deutlich «bunte» Nagelfluhen mit etwas mehr Kristallin, darunter Intrusiva vom Typus Bernina-Granit, und schliesslich Schichten mit vereinzelten Ophiolith-Geröllen – nach DIETRICH (1969) Abkömmlinge der südlichsten und südwestlichsten Platta-Schuppen im heutigen Raum Oberhalbstein–Oberengadin–Avers und Malenco. Flysch-Gerölle sind überall recht prominent. Ein nicht eben häufiges, aber auffälliges Geröll in den oberen Schichten ist der Verrucano.

Das Bindemittel der Kronberg-Nagelfluhen ist im allgemeinen weniger fest und sandiger als dasjenige der Speer-Nagelfluhen. Rotfärbung des Nagelfluh-Bindemittels ist, wie im Speer-Schuttfächer, ein Merkmal der proximalen Zentralregionen.

Gelbmergel-Fazies mit Riesenkonglomerat: Von grossem Interesse ist das Auftreten einer Gelbmergel-Fazies mit kristallingeröllfreien Kalknagelfluhen mit sehr grossen, oft schlecht gerundeten Geröllen aus Flysch-Sandstein, die in schmalen Rinnen abgelagert wurden. Diese Fazies bildete sich im seitlich-alpenwärtigen «Schüttungsschatten» zwischen den Kronberg-Nagelfluhen im

Norden und einer tektonisch aktiven Randkette aus Flysch-Sandstein im Süden (HABICHT 1937; 1945, Fig. 7).

Lithostratigraphische Unterteilung (Fig. 2)

Da sich grössere Nagelfluh-Komplexe über viele Kilometer verfolgen lassen, ist es möglich, die im Toggenburg beschriebenen Schichtpakete auch im Gebiet von Blatt Säntis nachzuweisen (HABICHT 1945). Von den fünf im Toggenburg ausgeschiedenen Schichtpaketen sind auf Blatt Säntis mit Ausnahme des jüngsten (Pfingstboden-Schichten) alle vorhanden. Somit gliedert sich auf Blatt Säntis die Kronberg-Schichtgruppe (vom Liegenden zum Hangenden) in Krummenauer, Hochalp-, Ennetbühler und Hochfläschli-Schichten.

Krummenauer Schichten: Die nach der Ortschaft Krummenau im Toggenburg benannte Schichtfolge ist am Nordhang der Kronberg-Kette aufgeschlossen. Sie enthält bis 15 m mächtige Bänke von Kalknagelfluh mit vereinzelten metamorphen Kristallingeröllen. Ihr Bindemittel ist stets grau und hat «aquitanes» Gepräge, d. h. es ist sandig-kalkig und nicht sehr fest. Die Mächtigkeit wird auf etwas über 200 m geschätzt. Aufgrund von Landschnecken- (HABICHT 1945) und Kleinsäuger-Funden (FREI 1979) gehören diese Schichten zum Aquitanien (Untermiozän). Auf untermiozänes Alter weist auch die Mikroflora hin (FREI 1979).

Hochalp-Schichten: Die hier auf 300–350 m Mächtigkeit geschätzten Hochalp-Schichten – benannt nach der Hochalp zwischen Urnäsch- und Neckertal (LK-Blatt 1114 Nesslau) – sind auf Blatt Säntis im Tobel des Sönderlibaches vorzüglich aufgeschlossen. Die Nagelfluhen gleichen denjenigen der Krummenauer Schichten, doch ist ihr geschätzter Anteil am Gesamtprofil höher (30–40 %, im oberen Drittel gegen 70 %). Einzelne Nagelfluh-Komplexe werden über 20 m mächtig und enthalten entsprechend grössere Gerölle (Längsdimension bis 30 cm). An der Unterfläche grösserer Nagelfluh-Komplexe sind die erosiven Ausguss-Wülste («Kegelwülste») entsprechend grösser dimensioniert. Erstmalig erscheint in den obersten Hochalp-Nagelfluhen auch das für Schuttfächer-Zentren charakteristische rote Bindemittel.

Petrographisch handelt es sich um Dolomit-/Kalknagelfluhen oberostalpiner Herkunft mit untergeordneter Führung von metamorphen Kristallingeröllen. Ausserdem treten hier zum ersten Mal, wie weiter westlich im Hochalp-Gebiet, rote Bernina-Granite als konstante, wenn auch zahlenmässig eher unbedeutende Bestandteile auf. In gelblichgrauen Mergel-Zwischenlagen fand M. Spoerri im Sönderlibach (Koord. ca. 745.360/240.535) Blattwedel einer Fächerpalme, die sich der Zwergpalme *Chamaerops helvetica* HEER zuweisen lassen (HANTKE 1984).

Erwähnenswert ist schliesslich das Vorkommen von Kohle. In der Kronberg-Zone ist Kohle – in der Regel mit «bituminösem» Süsswasserkalk verknüpft – schon an verschiedenen Stellen gefunden worden (HABICHT 1945, S. 76). Auf Blatt Säntis steht in den Hochalp-Schichten nördlich der Alp Ober-Helchen

Kohle an – stark mit Stinkkalk vermischt und auf mehrere hundert Meter verfolgbar.

Ennetbühler Schichten: Die nach der Ortschaft Ennetbühl im Toggenburg benannte Schichtfolge bildet auf Blatt Säntis die Gipfelregion und den oberen Teil der Kronberg-Südflanke und weiter östlich die zum Wissbachtal abfallenden Hänge von Wartegg, Helchen und Rässengächten. Die Mächtigkeit wird auf 450–500 m geschätzt (HABICHT 1945). Man unterscheidet ca. 20 Nagelfluh-Bänke und -Komplexe von 5 m bis über 30 m Mächtigkeit, die zusammen 40–85 % des Gesamtprofils erreichen dürften. Fast alle wichtigeren Bankkomplexe lassen sich, in stark schwankenden Mächtigkeiten, über mehrere Kilometer verfolgen.

In einem Nagelfluh-Aufschluss südlich des Kronberg-Gipfels (HABICHT 1945, Fig. 4) lassen sich stellenweise dünne Mergel-Einschaltungen erkennen. Ferner kann beobachtet werden, wie die Nagelfluh seitlich eine Mergelserie unter einem Winkel von 20–25° schief abschneidet (Rand einer mit Nagelfluh gefüllten Stromrinne). Weitere derartige Rinnenränder sind im Wissbach-Tal, wo talwärts sukzessive immer ältere Nagelfluh-Komplexe anstehen, gut aufgeschlossen (HABICHT 1945, Fig. 5).

Im Wissbach-Tobel sind Teile der Ennetbühler Schichten in *Gelbmergel-Fazies mit Riesenkonglomerat* ausgebildet; sie treten beispielsweise im unteren Eugst-Tobel, unterhalb der Autostrasse (bei Koord. 748.480/240.250), zutage.

Die Geröllführung der Ennetbühler Schichten unterscheidet sich von jener der Hochalp-Schichten durch häufigeres Auftreten von Intrusivgesteinen; sie enthalten auch bereits schon Ophiolith-Gerölle. Der prozentuale Anteil an Kristallingeröllen liegt im allgemeinen aber noch unter 10 %. Die Korngrössen-Maxima betragen bei den Ennetbühler Schichten 30–40 cm; rotes Bindemittel ist die Regel.

Hochfläschli-Schichten: Die nach dem Hochfläschli (Hochfläschen auf dem LK-Blatt 1114 Nesslau) benannten Schichten lassen sich ostwärts bis auf Blatt Säntis verfolgen, wo sie im Seckbach-Gebiet vorzüglich aufgeschlossen sind (Koord. 744.5/238.8). Hier sind maximal noch etwa 300 m oder rund 80 % der ganzen Schichtfolge erhalten. Der Anteil der 10–12 hauptsächlichen, bis über 30 m mächtigen Nagelfluh-Komplexe am Gesamtprofil dürfte 85–95 % betragen; der Rest besteht aus wenige Meter mächtigen Mergelbändern, die sich oft weithin verfolgen lassen. Die mächtigeren Nagelfluh-Komplexe sind durchwegs in mehreren, von erosiven Phasen unterbrochenen Schüttungen entstanden. Nach Osten hin werden die Hochfläschli-Schichten sukzessive an der Weissbach-Aufschiebung abgeschnitten (Fig. 2).

Wie bei den Ennetbühler Schichten ist ein schmaler, im Süden von der Weissbach-Aufschiebung begrenzter Streifen als *Gelbmergel-Fazies mit Riesenkonglomerat* entwickelt: Mächtige Nagelfluhen lösen sich nach Osten oder Süd-

osten hin in einzelne Bänke auf, die dann in den Gelbmergeln auskeilen. Diese sind am Südufer des Seckbaches in einer Mächtigkeit von bis über 70 m aufgeschlossen und enthalten unregelmässig verteilte, schmale Rinnenfüllungen von unsortierten Riesenkonglomeraten (HABICHT 1945, Fig. 7).

Die Hochfläschli-Konglomerate sind in diesem Gebiet teils kristallinführende Kalknagelfluhen, teils «schwach bunt», d. h. mit 10–15 % kristallinen Geröllen. Ophiolith-Gerölle treten hier erstmals in grösserer Anzahl auf. Die grössten Gerölle – vorwiegend auffällige Flyschsandsteine und -sandkalke – erreichen Längen bis über 40 cm.

Die grossen Gerölle der Riesenkonglomerate bestehen alle aus Flyschsandstein, wobei zwei Typen häufig vorkommen: (1) mittel- bis grobkörniger, bisweilen auch feinkonglomeratischer Kalksandstein mit bis 5 mm grossen glaukonitführenden Flyschsandkalk-Bruchstücken und (2) glaukonitischer, relativ kalkarmer Sandstein mit aufgearbeiteten Globigerinen. Im ersten Typ finden sich im Schliff neben Globigerinen auch Bruchstücke von Discocyclinen, Lithothamnien und Bryozoen.

QUARTÄR

(von R. HANTKE)

Die Entstehung des Alpenrheintales im Pleistozän

Die Ausräumung des Alpenrheintales wurde bisher meist der Glazialerosion zugeschrieben. Hingegen zeigen die sehr bescheidenen Kenntnisse über die Felssohle und die Strukturen von Helvetikum, Randflysch und Subalpiner Molasse, dass diese alpine Querfurche mit 336,5 m (Bohrung Dornbirn I, HUF 1963) und 592 m Tiefe (Hohenems I, OBERHAUSER 1983, 1991) tektonisch vorgezeichnet war. Die heutige Tiefe der Felsrinne war wohl schon in einer frühen Eiszeit erreicht. Das spätere, so auch das würmzeitliche Eis glitt – nach unserer Interpretation – nur noch auf älteren Seetonen.

Mittelpleistozän

Aufgrund überschliffener Felsformen reichten Rhein-Eis und Alpstein-Gletscher zur Zeit der grössten Vereisungen im Gebiet Hoher Kasten–Kamor bis 1600 m, auf der Ebenalp bis über 1500 m. Nördlich der Alp Sigel stand das austretende Brüel- und Schwendi-Eis auf über 1470 m; der Fänerenspitz (1506 m,

LK-Blatt 1095 Gais) überragte das Eis um wenige Meter. Punteglias-Granitblöcke im Brüelbach bei Weissbad bekunden eine alte Transfluenz zwischen Kamor und Fäneren.

Zwischen Säntis und Kronberg stand «riss»zeitliches Eis bis auf 1650 m Höhe; die Untere Süsswassermolasse südlich des Kronbergs ist bis auf 1600 m «riss»zeitlich überprägt.

Jungpleistozän – Holozän

«Riss»/Würm-Interglazial und Frühwürm-Interstadiale

Im Pollenprofil Wildhaus-Egg, 170 m südlich des Blattrandes, konnte WELTEN (1988) in 21–23 m Tiefe die «Riss»/Würm-Warmzeit nachweisen (vgl. auch S. 38). Bereits im Frühwürm müssen die Alpstein-Gletscher zu ähnlichen Randlagen vorgestossen sein wie im frühen Spätwürm, also bis östlich von Wildhaus. Ein fast dem spätwürmzeitlichen Konstanzer Stadium entsprechender Stand des vorgestossenen Rhein-Gletschers zeichnet sich unter der obersten Schieferkohle von Wildhaus ab (ARN. HEIM & GAMS 1918).

Mittel- und Hochwürm

Am Gulmen (NE von Wildhaus) stand das ins Toggenburg überfliessende Rhein-Eis auf 1580 m und drang, wie Nummulitenkalk-Blöcke NW vom Alpli belegen, durch die Talung von Gamplüt ins Tal der Säntisthur ein (HANTKE 1967). Östlich des Fänerenspitz stellten EUGSTER et al. (1960) oberhalb Förstli (Pt. 1263) Moränengut mit gekritzten Geschieben fest.

Auf dem Bommenchopf, NNE des Wildkirchli, bekunden Rundhöcker bis 1271 m eine Mindest-Eishöhe. An der Chammhalden, nördlich des Säntis (HANTKE 1980, Fig. 43), hat sich die mächtigste und zugleich älteste Moräne des Alpsteins ausgebildet. Mit ihren 240 m Höhe dürfte sie jedoch einen Felskern enthalten, so dass ihre effektive Höhe geringer ist. Sie stellt eine über alle Kaltzeiten persistente Mittelmoräne zwischen Urnäsch- und Wissbach-Gletscher dar und reicht an der Säntis-Nordwand bis 1580 m.

Seitenmoränen des Stadiums von Stein am Rhein (= Zürich-Stadium) sind im Alpstein kaum zu erwarten; die Eishöhen von Rhein- und Alpstein-Gletscher lagen zu nahe an der klimatischen Schneegrenze. Auf der Nordseite der Alp Sigel hat sich zwischen Schwendi- und Brüel-Gletscher auf 1180 m eine tiefere Mittelmoräne mit Felskern ausgebildet. Im nordöstlichen Alpstein sind die Rundhöcker der Schwarzenegg (NE von Brülisau, Pt. 1077), der Flammenegg (Pt. 1054,4) und von Gross-Eschböhl (Pt. 1167 und Pt. 1153) SW von Schwende noch überfahren worden.

Im St. Galler Rheintal zeichnen sich das Stadium von Stein am Rhein sowie entsprechende Vorstossstände in überschliffenen Schrattenkalk-Rundhöckern NW von Rüthi und in höchsten Wallresten beim Kriessener und Diepoldsauer Schwamm (756.0/241.9) um 1200 m ab.

Der Thur-Gletscher füllte, dank einem Zuschuss von Rhein-Eis über Wildhaus, noch das Toggenburg bis Bazenheid (LK-Blatt 1093 Hörnli).

Der spätwürmzeitliche Eisabbau

q_{4m} Moräne des Rhein-Gletschers

Noch während des Konstanzer Stadiums hing Rhein-Eis über den Sattel von Eggerstanden (LK-Blatt 1095 Gais) mit dem Sitter-Gletscher aus dem östlichen Alpstein zusammen, wie die Moräne bei Halten und ein Verrucano-Block belegen (HANTKE 1980, Fig. 21 und S. 81).

Nach dem Konstanzer Stadium schmolz der Rhein-Gletscher mit kurzfristigen Haltestaffeln im Bodensee-Gebiet ins Alpenrheintal zurück. Ein nächstjüngerer Stand (ca. 14000 Jahre vor heute, HANTKE in HEIERLI 1987, KELLER & KRAYSS 1993a, 1993b) ist bei Koblach und SW von Kobelwald mit stirnnahen Moränen belegt (Aufnahme von H. Fröhlicher und P. Meesmann, in LUDWIG et al. 1949; HANTKE 1980, 1983; KELLER & KRAYSS 1987). Damals kalbte der Rhein-Gletscher zwischen Eichberg und Mäder sowie nördlich von Götzis im spätwürmzeitlichen Bodensee (HANTKE 1980, 1983; O. KELLER 1990).

Im obersten Toggenburg zeichnet sich der Stand von Koblach in den Wallresten von Moos, westlich von Wildhaus, ab (früher dem Konstanzer Stand zugewiesen; HANTKE 1967). Danach hat das Eis das Obertoggenburg freigegeben. Das Becken von Unterwasser – Alt St. Johann ist damit wohl gleichzeitig und ebenfalls in mehreren Schüben ausgeräumt worden wie dasjenige hinter der Felsschwelle Montlinger Berg – Kummaberg im Rheintal (LK-Blatt 1096 Diepoldsau). Entsprechende Randlagen geben sich in den Rundhöckern von Blattenberg und Gruppen, NE bzw. SW von Rüthi, und in der Anlage der Schmelzwasserrinne von Plona zu erkennen. Damals haben, wie lokales Erratikergut und Wallreste belegen, einzelne Gletscherzungen der südlichen Alpstein-Kette dem Rhein-Eis noch letzte Zuschüsse geliefert.

Die vom Gätterifirst, NW von Gams, bis fast ins Tal absteigenden Moränen können hingegen nicht einfach als Wälle spätglazialer Hängegletscher betrachtet werden, wie dies nach der Karte den Anschein erweckt. Die von Wällen begrenzten Bette sind schon beim Vorstoss von steilen Zuschüssen ausgeräumt worden; ihre Integrierung mit dem Rhein-Eis erfolgte nur langsam.

Mit der Freigabe des Rheintales nach dem *Koblach-Stadium* haben sich die Schuttfächer von Lienz, Sennwald, Sax, Rofisbach und Gams–Gasenzen – wohl bei Ausbrüchen von Moränenstauseen – gebildet. Zugleich aperte der Eschner

Berg (Schellenberg) mit seinen subglaziären, tektonisch vorgezeichneten Abflussrinnen und moränenbedeckten Rundhöckern aus.

q_l Lokalmoräne

Am Fuss der Säntis-Nordwand wurde bis ins letzte Spätwürm Eisschutt abgelagert. Der auffällige, über 200 m hohe Wall der Chammhalden ist als Mittelmoräne zwischen Urnäsch- und Wissbach-Gletscher zu deuten; sie wurde im Verlaufe der verschiedenen Eiszeiten sukzessive höher geschüttet. Westlich der Chammhalden, im Einzugsgebiet der Urnäsch, war das vorgelagerte Becken der Schwägalp noch im frühen und mittleren Spätwürm von Eis erfüllt.

Im Tal der Säntisthur liegen Moränen des mittleren Spätwürms im Alpli und in der Thurwis, noch jüngere auf Langenbüel und in der Wis, und solche des ausgehenden Spätwürms auf dem Flis-Schafboden.

Der Tesel-Gletscher der südlichsten Alpstein-Mulde floss in den Vorstossphasen entsprechend der heutigen Entwässerung. In den Hochglazialen wurde er vom über Wildhaus–Gamplüt eingedrungenen Rhein-Eis gestaut und um die SW-Seite des Wildhuser Schafbergs zum Säntisthur-Gletscher abgedrängt (HANTKE 1967). Im frühen Spätwürm nährte er den über Wildhaus ins Obertoggenburg eingedrungenen Rhein-Gletscher. Mit dem Stand von Koblach nahm er wieder seine angestammte Richtung an. Die Moräne eines östlichen Stirnlappens dämmte den See von Schönenboden ab; im Feldkirch-Stadium endete er NE von Wildhaus; dann schmolz er, unterbrochen von Wiedervorstössen, zurück zur Alp Tesel, wo sich auf 1390 m und 1440 m stirnnahe Moränen des mittleren Spätwürms erkennen lassen. Noch im letzten Spätwürm war die Ober Grueb von einem Firn erfüllt, der vom Mutschen (2121,8 m) bis 1940 m herabhing.

Im mittleren Spätwürm floss Eis vom Mutschen auch gegen Nordosten durch das Tal der Roslenalp zur Unteralp und über die Saxer Lücke zur Bollenwees. Ebenso liegen Moränenwälle auf der Alp Rohr südlich des Hohen Kastens.

Im NE Alpstein vermochten sich der Schwendi-Gletscher aus der Seealp-Talung und der Brüel-Gletscher vom Sämtisersee im Koblach-Stadium beim Weissbad nochmals zu berühren, dann wurden die beiden endgültig selbständig: der Schwendi-Gletscher endete bei Schwende, der Brüel-Gletscher bei Brülisau. Dagegen vermochte der Wissbach-Gletscher aus dem Tal zwischen der nördlichen Säntis- und der Kronberg-Kette den Schwendi-Gletscher nicht mehr zu erreichen.

Nächstjüngere Moränen verraten im Schwendi-Tal einen Wiedervorstoss bis Wasserauen. Von der Nordflanke der Marwees, vom Bogartenfirst und von der NW-Flanke der Alp Sigel stiess Eis durch das Hüttentobel vor und erreichte noch den Schwendi-Gletscher; der Brüel-Gletscher endete am Ausgang des Brüeltobels.

Im mittleren Spätwürm floss vom Altmann und Chreialpfirst Eis ab, das sich als Fälen-Gletscher am Ostende des Fälensee steilte. Auf Bollenwees nahm er von Roslenfirst und Schafberg Eis auf und erstreckte sich über Furgglen ins Becken des Sämtisersees. Das durch den Stifel abgeflossene Eis vereinigte sich auf der Rheintaler Sämtis mit Eis der Widderalpstöck und vom Hundstein. Mit dem Abschmelzen konnte sich vor der Stirn erneut ein Sämtisersee bilden. Dieser reichte, wie die höchste Terrasse, der Sander eines nächstjüngeren Standes, zeigt, bis zur Appenzeller Sämtis (HANTKE 1980, Fig. 42).

Später sammelte sich das Eis von Altmann, Chreialp- und Roslenfirst in der Wanne der Fälenalp. Spätestwürmzeitliche Vorstösse belegen stirnnahe Moränen auf der Häderen und oberhalb der Fälenalp.

Bis ins mittlere Spätwürm vereinigten sich die beiden Säntis-Gletscher, der Gross- und der Blau-Schnee, auf der Seealp, nahmen das Seebecken ein, empfingen Eis von der Nordflanke der Marwees und hingen ins Schwendi-Tal über. Ebenso war das Kar der Alp Mar (Koord. 750.4/237.4) eiserfüllt. Später endeten die Säntis-Gletscher auf der Seealp. Von den Hängeten, den Altenalp Türm und vom Schäfler schütteten spätglaziale Lawinen Wälle und Schuttkegel gegen die Seealp. Aus den Karen der Nordflanke der Marwees hingen Gletscher gegen den Seealpsee hinab.

Im letzten Spätwürm-Vorstoss floss Eis vom Rotsteinpass über Oberchellen und von der Rossegg zur Meglisalp ab. Vom Hundstein hing eine Zunge zum Bötzel herab, und Eis von den Löchlibetter stiess die niedergebrochenen Sturzmassen bei Oberchellen zu Wällen zusammen.

Holozäne Vergletscherung

Frührezente und heutige Säntis-Gletscher

Noch um die Mitte des 18. Jahrhunderts reichte der Blau-Schnee, «der Gletscher auf dem Hohen Säntis» (HERRLIBERGER 1758), im Nordosten bis an den Grüenböhl und im Tal gegen die Fälalp bis auf 1900 m ü.M. Bis 1973 (MÜLLER et al. 1976) ist er bis zur Kote 2220 m zurückgeschmolzen.

In den frührezenten Maximalständen endete der Gross-Schnee beim Zilchnorren, der früheren Endstation für die Saumtiere, einem Erratiker am damaligen Zungenende auf 1840 m (Rossegg); bis 1973 ist er bis 2260 m zurückgewichen.

Das Altmann-Schneefeld, östlich des Altmannsattels, füllte noch den Kessel im Süden von Pt. 2162; heute apert es im Herbst aus.

Erratische Blöcke

Nach BLUMER (1905, S. 616) reichen die höchsten Erratiker im St. Galler Rheintal auf Gräshalden, westlich von Rüthi, auf 1220 m, wo er einen Quarzporphyr vom Typ Val Somvix fand. GUTZWILLER (1875, 1876) und REHSTEINER (1902) erwähnen noch würmzeitliche Ilanzer Verrucano-Blöcke auf 1270 m und 1290 m, «riss»zeitliche um 1500 m.

Blöcke von Punteglias-Granit und glaziale Überprägungen im Transfluenzgebiet belegen, dass Rhein-Eis über Lenziwis zwischen Kamor und Fänerenspitz in das Tal des Brüelbachs floss.

Auf der Nordseite der Kronberg-Kette liegen Kreide-Blöcke, die der über Gonten (LK-Blatt 1095 Gais) abgeflossene Arm des Sitter-Gletschers zurückliess.

Rundhöcker und Gletscherschliffe

Rundhöcker finden sich vorab im Bereich des Rhein-Gletschers: auf den das Rheintal querenden Felsschwellen Eschner Berg, Bergli–Büchel–Bergle (LK-Blatt 1116 Feldkirch) – St. Valentinsberg, Gruppen (SW von Rüthi), Blattenberg und auf dem Bismer, sodann beidseits der Transfluenz von Wildhaus, SW des Gulmen, südlich der Alp Fros, auf Kochler, Stein und Burstel (vgl. Taf. II).

Ebenso sind Höhen im Gebiet des Hohen Kastens und Kamor (Rot- und Wiss-Spitz, Lienzer Spitz) in den Höchstständen des Rhein-Gletschers von Eis überprägt worden.

Im NE Alpstein ist die Alp Bommen vom austretenden Schwendi-Gletscher überschliffen worden. Von früh- und spätglazialem Lokaleis wurden Alp Sigel, Hütten, Gartenalp (SW der Ebenalp), Stifelwald (NE des Fälensees) und Zwinglipass sowie die Flanken SW und NE des Säntis überprägt.

Anmerkung: Die auf der Karte am SE-Hang des Eschnerberges als «Rundhöcker» bezeichneten Geländeformen können nach neuesten Erkenntnissen (G. Wagner, mündl. Mitteilung) auch als Endaufschüttungen von *Mittelmoränen* des Rhein-Gletschers und eines seitlichen Nebengletschers gedeutet werden.

Von *Gletscherschliffen* verdienen jene in der von subglaziären Schmelzwässern geschaffenen Hirschensprung-Schlucht NE von Rüthi (BLUMER 1905, Taf. 42, Fig. 4) und am Fahrweg zur Bollenwees (H. Heierli, schriftl. Mitteilung) erwähnt zu werden.

Karren

Karren sind, besonders im Schrattenkalk, als Korrosionsformen von Schneeschmelzwässern recht eindrucksvoll; sie treten aber auch im Öhrli-, Betlis- und Seewer Kalk auf. Pygurus-Schichten sowie die Echinodermen-Spatkalke des Kie-

selkalkes und der Brisi-Spatkalk der südlichen Ketten zeigen ebenfalls markante Korrosionsformen.

Zuweilen sind ältere Karren durch Eisvorstösse wieder angeschliffen worden; auf ihren Relikten haben sich jüngere Generationen gebildet.

Versickerungstrichter

Versickerungstrichter (Dolinen) sind an Karbonatgesteine gebunden und im Alpstein verbreitet. Vorzugsweise treten sie längs Bruchsystemen und in deren Kreuzungspunkten auf. Es finden sich auch Versickerungstrichter in der Subalpinen Molasse.

Abflusslose Becken

Abflusslose Becken treten in tektonischen Mulden und bruchbedingten Senken auf, die durch mehrmals vorgestossenes Eis ausgekolkt sind. Der Fälen- und der Sämtisersee haben seitliche unterirdische Abflüsse. Wo der Untergrund von Dolinen durch verschwemmte Tone abgedichtet ist, können sich kleine Seen bilden, so das Wildseeli.

Bergstürze, Felsstürze

Eine von Schuttfächern hinterfüllte Trümmermasse liegt auf der Schwägalp. Die weiter nordöstlich gelegene Potersalp ist ebenfalls von Moräne und grobem Blockschutt überschüttet und von Schuttfächern hinterfüllt.

Im Schwendi-Tal wurde ein grosser, nördlich von Wasserauen gelegener Schrattenkalk-Sturzblock den Naturforschern des Alpsteins gewidmet. Die Hütten von Seealp-Oberstofel stehen auf einem Trümmerfeld. Auf der Meglisalp, im Becken von Oberchellen, auf der Nordseite der Alp Sigel, auf Hütten und im Kessel von Mar wechseln auf Eis niedergestürztes Gesteinsgut mit Moräne und Schuttkegeln. Die Widderalp – im obersten Abschnitt der Talung der Sämtiser Alpen – ist von Blöcken übersät, die sich zu Wällen verbinden.

Zwischen Alp Loch (Koord. 749.0/231.8) und Guferen (Koord. 751.2/233.9), Gams und Sax bewegt sich Sturzgut als Schuttströme bis fast ins Tal. Um 1880 ist am Gätterifirst eine 50 000 m^3 grosse Schrattenkalk-Platte niedergefahren.

Der bedeutendste Bergsturz im St. Galler Rheintal ereignete sich bei Sennwald im frühen Subboreal, vor gut 4000 Jahren. Das Sturzgut – Schrattenkalk, Drusberg-Schichten und Kieselkalk – löste sich vom Frümsner Berg auf durchnässten Drusberg-Mergeln. Das 4 km^2 grosse Trümmergebiet reicht mit den entferntesten Blöcken bis ins Rheinbett.

Die Unterlage der bis 40 m mächtigen Trümmermassen besteht hangseits aus siltig-sandigen Seeablagerungen, rheinseits aus Schottern. Der Sturz dürfte in einen Flachsee, auf weiche, wassergesättigte Sande und Silte, erfolgt sein. Dabei kam es zu einem gewaltigen Grundbruch. Im zentralen Bereich grub sich die Sturzmasse tief in die Unterlage ein; an der Front entstand ein Verdrängungswulst, in den Unterlage und Trümmergut einbezogen wurden (Fig. 3). ^{14}C-Datierungen an Holz aus der Sturzmasse ergaben 4150 ± 80 Jahre BP (T. Riesen, Bern).

Sackungen und Rutschungen

Von den *Sackungen* im Alpstein dürften jene um Gamplüt schon kurz nach der Exhumation (Erscheinen an der Oberfläche infolge Denudation) der Kreide-Ketten erfolgt sein. Die Sackung von Horen ist längs der SW des Wildhuser Schafbergs steil gegen SSW einfallenden Störung abgefahren, jene auf der Nordseite des Stein glitt auf einem tektonisch tieferen Element. Der Südschenkel des Gulmen-Gewölbes ist SE des Mutschen, nach der Freigabe durch das Rhein-Eis, auf Vitznau-Mergeln abgeglitten (Koord. 749.7/232.8).

Rutschungen haben sich besonders auf der SE Seite des Gulmen-Gewölbes ereignet. Dort ist die auf Amdener Schichten liegende Wang/Alttertiär-Hülle (Schuppenzone) abgeglitten und dachziegelartig übereinandergefahren; ihre Moränendecke bewegt sich noch immer. Auf dem Steig-Gewölbe NW des Hohen Kastens fährt die Hülle aus Amdener Schichten gegen NW ab; ebenso gleiten Moränendecke, Verwitterungsschutt und Nummulitenkalke bei Brülisau und gegen Weissbad auf ihrer Unterlage aus Amdener Schichten. SW von Schwende, bei Eugst, rutscht Moräne auf Subalpinem Flysch, nördlich des Schäfler sowie zwischen Potersalp und Ober Borstböhl auf fluvialen Sandsteinen und Mergeln der Unteren Süsswassermolasse.

Torfmoore

Über abdämmenden Mergelhorizonten der Subalpinen Molasse, vorab im Sattel zwischen Chammhalden und Kronberg, auf Amdener Schichten im Raum Schönenboden–Müselen–Sommerigchopf (2–4 km ENE von Wildhaus) und auf Gamplüt, über verschwemmtem Moränen-Feingut, sowie in der Rheinebene im distalen Bergsturzgebiet von Sennwald haben sich Torfmoore gebildet. Sie bekunden flache, verlandete Tümpel und von ehemaligen Rheinarmen abgedämmte Hinterwässer.

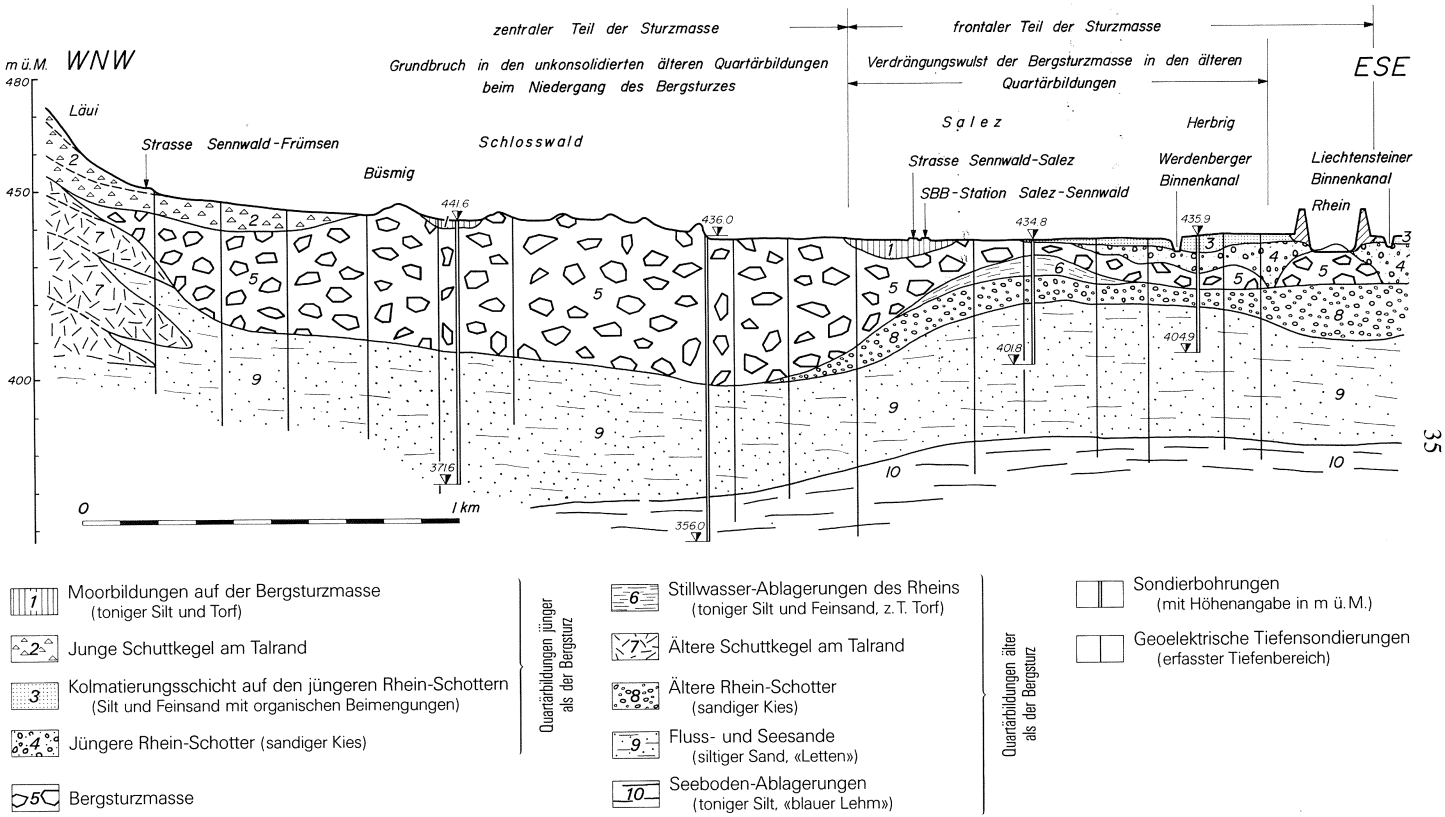


Fig. 3: Geologisches Profil durch die Bergsturzmasse von Salez–Sennwald, 10fach überhöht (KOBEL 1992).

Junge Alluvionen des Rheintals

Spätwürmzeitliche und holozäne Flussschotter bilden eine zusammenhängende Flur mit Untergrenze 20–25 m unter der Talaue. Sie sind von 2–4 m siltig-sandigem Überschwemmungsschlick bedeckt und dehnen sich zwischen Haag und Salez bis westlich der Bahnlinie aus. Ihre Obergrenze sinkt gegen Westen unter die lehmig-torfigen Ablagerungen verlandeter Flachseen ab (Saxer und Gamser Riet).

Im Frontbereich des Sennwalder Bergsturzes wird das Trümmergut von Schottern unter- und überlagert (Fig. 3). Eine ^{14}C-Datierung an Holz aus den unterlagernden Schottern in 17 m Tiefe ergab 9480 ± 70 Jahre BP. In den Sennwalder Auen reicht die Schotterflur bis westlich des Rheintaler Binnenkanals.

Rechts des Rheins ist die Schotterflur mit lehmig-siltigen Hinterwasser-Ablagerungen des Riets von Eschen–auren verzahnt. NE von Ruggell erstrecken sich die Hinterwasser-Ablagerungen des Riets von Ruggell–Nofels. Dieses 1978 unter Schutz gestellte Riet gilt als eines der bestuntersuchten (SEITTER 1977, 1979; BROGGI 1979).

Über längere Zeit bestanden im Rheintal flachgründige Seen. Beim Bau der Brücke über den Binnenkanal in Rüthi konnte in einem über 10 m mächtigen Profil mit 7 m Torf in 2–2,5 m Tiefe ein Horizont mit aufrecht stehenden Föhren- und Eichenstrünken beobachtet werden (FRÜH & SCHRÖTER 1904). In der Talung Lienz–Büchel wurde der Flachsee von Foren mit Schutt des Lienzer und Tobelbaches zugeschüttet, so dass er im jüngeren Holozän verlandete. Südlich des Sennwalder Bergsturzgebietes verlandeten Flachseen zum Saxer und Gamser Riet (P. KELLER 1929).

Unter den Flussschottern und lehmig-torfigen Hinterwasser-Ablagerungen liegen mächtige Seeablagerungen, Silte und Sande.

Die Höhlen im Alpstein

Der Alpstein birgt zahlreiche Höhlen (vgl. H. BÄCHLER 1945). Fast alle sind entlang von Querbrüchen entstanden; die «echten», bei denen sich der Querschnitt bergwärts vergrössert, verlaufen auf eher unbedeutenden Störungen. Die Höhlen bildeten sich frühestens im ältesten Pliozän, teils erst im Pleistozän, und treten in geklüftetem Öhrli-, Betlis-, Kiesel- und Schrattenkalk auf. Auf grossen Querbrüchen haben sich bergwärts enger werdende Halbhöhlen (Balmen) mit Füllungsbrekzien gebildet. Die Erweiterung vorgezeichneter Hohlräume erfolgte durch Lösungsarbeit der Sickerwässer. Selbst in der von einem Bach durchflossenen *Kristallhöhle Kobelwald* (1,5 km nördlich des Kartenrandes) sprechen Beobachtungen gegen eine nennenswerte mechanische Wirkung rasch bewegten Wassers.

Einige Alpstein-Höhlen – nach abnehmender erforschter Länge (nach Angaben des Höhlenclubs Alpstein, mitgeteilt von H. Heierli, 1984) – sind in der Tabelle 1 aufgelistet.

Tabelle 1: *Alpstein-Höhlen*

Name	Gebiet	Koord. des Eingangs Höhe [m ü.M.]	Erforschte Länge	Eingang im
Säntis-Höhle	WNW Säntis	743.550/235.170/1960	580 m	Öhrli-Kalk
Furgglen-Höhle	Furgglenfirst	751.650/235.980/1580	456 m	Schrattenkalk
Eis-Höhle	NE Säntis	745.280/236.380/2080	310 m	Öhrli-Kalk
Konzertsaal-System	NE Säntis	745.200/236.220/2130	300 m	Betlis-Kalk
Wildkirchli-Höhle	E Ebenalp	749.500/238.970/1460	190 m	Schrattenkalk
Rossegg-Höhlen	NE Säntis	745.200/235.870/2050	150 m	Kieselkalk
Gemsschacht	NE Säntis	745.250/236.130/2120	135 m	Betlis-Kalk
Gätteri-Höhle	SW Wasserauen	749.600/238.490/1080	115 m	Betlis-Kalk
Gruebenloch	NNW Thurwis	743.110/233.400/1590	113 m	Schrattenkalk
Zigerloch	NE Altenalp	747.720/237.490/1590	80 m	Betlis-Kalk
Alpeel-Höhle	NW Alp Alpeel	751.530/235.420/1780	50 m	Kieselkalk
Bärlöcher	WNW Ebenalp	748.600/239.140/1420	40 m	Schrattenkalk
Dürrschrennen-Höhle	SSW Ebenalp	748.950/238.270/1480	30 m	Kieselkalk

Eine der berühmtesten Höhlen der Schweizer Alpen ist die 1621 zur Kapelle geweihte *Wildkirchli-Höhle* (1460 m) im Schrattenkalk unterhalb der Ebenalp. Bis 1853 Eremitenklause, wurde sie von 1903–1908 von E. BÄCHLER (1905, 1936, 1940) paläontologisch und archäologisch erschlossen. Dabei wurden Reste von über 1000 Höhlenbären sichergestellt. Neben *Ursus spelaeus* mit einem Anteil von 99 % der Tierreste sind im unteren Schichtkomplex Höhlenlöwe, Höhlenpanther, Höhlenhyäne, in den mittleren und höheren Fundschichten Wolf, Hirsch, Gämse, Steinbock, Marder, Murmeltier und Dachs nachgewiesen.

Die Höhle diente zumindest zeitweise steinzeitlichen Bärenjägern als Unterkunft (EGLI 1935). Während BÄCHLER und EGLI die Wildkirchli-Kultur, entsprechend dem damaligen Stand der Quartär-Forschung, ins «Riss»/Würm-Interglazial stellten, wies E. SCHMID (1961, 1977) diese aufgrund von ^{14}C-Datierungen bei einer 1958/59 durchgeführten Nachgrabung in der Altarhöhle in

Frühwürm-Interstadiale. Gemäss den Faunen reicht das von ihr 1977 aufgegrabene Profil altersmässig aber weiter zurück.

Die *Dürrschrennen-Höhle*, SW der Ebenalp, und die weiter westlich gelegene *Flussspat-Grotte* sind als reiche, unter totalen Schutz gestellte Vorkommen grüner Flussspat-Kristalle bekannt (E. BÄCHLER 1905). BÜCHI & HOFMANN (1955) entdeckten im Dürrschrennen-Gebiet weitere Gänge.

Von den Halbhöhlen seien erwähnt: das *Wildkirchli-Rees* im Brüeltobel (Koord. 752.965/238.350/1300 m ü. M.), eine Balm im Schrattenkalk, deren Abschluss aus verfestigten Konglomeraten mit gerundeten, bis 22 cm grossen, oft inkrustierten Schrattenkalk-Geröllen besteht, was auf eine würmzeitliche Schmelzwasser-Schüttung hindeutet, sowie das *Teufelskirchli* südlich des Seealpsees.

Zur Vegetationsgeschichte

Jungtertiär-Relikte und pollenanalytische Untersuchungen

Aufgrund möglicher tertiärer Reliktfloren (HANTKE & SEITTER 1985, SEITTER 1989) geht hervor, dass ein Teil der heutigen alpinen Flora sicher bereits im Pliozän den Alpstein erreicht hat. Seither vermochte sie sich – trotz des mannigfaltig und bedeutend sich wandelnden Klimas – teilweise zu halten. Damit lässt sich für den Höhenbereich von 1500–2500 m auch die paläoklimatische Entwicklung im Alpstein-Gebiet rekonstruieren.

Im Pollenprofil Wildhaus-Egg (Koord. 746.712/229.830/1080, ca. 170 m ausserhalb des südlichen Blattrandes) wurde in 27,2–17,6 m Tiefe das «Riss»/Würm-Interglazial und das gesamte frühwürmzeitliche Interstadial durchfahren (WELTEN 1988). Der brüske Rückgang der Vegetation um 20,5 m zeigt, dass nach dem Interglazial in einer ersten Kühlphase der Tesel-Gletscher vom südlichen Alpstein fast ins Tal vorgestossen ist.

Neben Pollenprofilen aus dem Sennwalder Bergsturz (P. KELLER 1929) geben je eine Bohrung bei Dreihütten (Koord. 743.950/231.250/1318) sowie auf der Neuenalp (Koord. 747.650/241.500/1340) Auskunft über die jüngere Vegetationsgeschichte (WEGMÜLLER 1976).

TEKTONIK

(von O.A. PFIFFNER)

Die grosstektonischen Einheiten auf Blatt Säntis umfassen tektonisch von unten nach oben die Subalpine Molasse, die Säntis-Decke, die südhelvetischen Schuppenzonen sowie die Nordpenninische Flyschserie.

Subalpine Molasse[1)]

Der Molasseanteil von Blatt Säntis gehört ganz zur alpin dislozierten Molasse, die seit den zwanziger Jahren in der schweizerischen Literatur als «Subalpine Molasse» bekannt wurde – ein Begriff, der von früheren Bearbeitern (KAUFMANN 1860, GUTZWILLER 1877) für gewisse Sandsteine, z.B. von GUTZWILLER als Synonym für Appenzeller Sandstein, verwendet worden war.

Die beiden tektonisch sehr ungleichen Hauptelemente der auf Blatt Säntis vorhandenen Molasse werden in der Literatur als Kronberg-Zone (HABICHT 1938, S. 370) und als Kräzerli-Schuppe (op. cit., S. 372) bezeichnet. Die Kronberg-Zone s.l. ist eine durch mächtige Nagelfluhen versteifte Molasse-Schuppe. Ihr weniger steifer, weitgehend aus Mergeln und Kalksandsteinen bestehender basaler Abschnitt (Ebnater Schichten) ist im Norden durch die Kronberg-Aufschiebung begrenzt (SAXER, in EUGSTER et al. 1960). Wie dem tektonischen Kärtchen zu entnehmen ist, liegt die Kronberg-Aufschiebung nördlich ausserhalb der Blattgrenze. Innerhalb des Blattes, in seiner Nordwest-Ecke, sind noch sekundäre Störungen vorhanden: Es gibt dort in den allgemein 60° nach SSE einfallenden Ebnater Schichten Ruschelzonen, darunter eine, die wahrscheinlich als kleinere Aufschiebung zu deuten ist. Am Wissbach (Koord. 743.0/241.5) folgen bachaufwärts, nach SSW hin, auf 65–80° SSE fallende, von Ruschelzonen durchzogene Schichten plötzlich 55–65° SSE fallende (HABICHT 1945, S. 80 und Taf. III). Solche Störungen sind in den nagelfluhreichen Schichten der Kronberg-Schichtgruppe nicht beobachtet worden. Letztere fallen regelmässig, mittelsteil nach SSE ein, wobei das Fallen gegen das Hangende zu nur ganz allmählich von über 50° auf ca. 40° abnimmt, woraus sich die Vermutung aufdrängt, dass die Gesamtmächtigkeit der Kronberg-Schichtgruppe nach NNW hin abnimmt. Auch die Streichrichtung der Kronberg-Schichtgruppe bleibt sehr konstant. Diese Eintönigkeit der Lagerungsverhältnisse weist auf ein mechanisch starres Verhalten grosser Nagelfluh-Anhäufungen hin.

Als erster hat ALB. HEIM (1919) vermutet, dass die Kronberg-Nagelfluhen im Süden, d.h. im Wissbachtal WSW von Weissbad, von einer Aufschiebung, der Wissbach-Aufschiebung, begrenzt sind. Eine weitere Aufschiebung wurde

---

[1)] Vorwiegend nach Manuskript-Unterlagen von J.K.A. Habicht (1984) und HABICHT (1945) zusammengestellt.

dann von LUDWIG (1927) durch das Auffinden marin-brackischen Unterstampiens in den Tobeln bei Eugst nachgewiesen; es ist dies die Eugsttobel-Aufschiebung (HABICHT 1945, Fig. 21). HABICHT (1938) fand dann die ersten unzweifelhaften Beweise für die Wissbach-Aufschiebung im Seckbachtobel. Einer der schönsten Aufschlüsse der Wissbach-Aufschiebung findet sich südlich des Seckbachs (Koord. 744.800/238.900; vgl. Fig. 19 in HABICHT 1945). Dieser prachtvolle Aufschluss zeigt alle Begleiterscheinungen einer grossen Überschiebung. Die Kräzerli-Schuppe, benannt nach der Lokalität Kräzerli WNW der Schwägalp, umfasst die Teilschuppen zwischen der Wissbach-Aufschiebung und der Säntis-Überschiebung. Sie ist durch «en échelons» angeordnete, schief zum regionalen Streichen verlaufende Störungen in drei Einheiten getrennt (Kräzerli-, Leuenfall- und Eugsttobel-Teilschuppen von HABICHT 1945; vgl. Fig. 2). Diese Störungen sind z.T. von eigentlichen Falten flankiert, deren Achsenflächen ebenfalls schief zum regionalen Streichen verlaufen. Im Osten wird die Eugsttobel-Teilschuppe von der Rachentobel-Aufschiebung abgeschnitten. An dieser NE bis NNE verlaufenden und dann nach Norden umbiegenden Aufschiebung ist die UMM der Speer-Schuppe (Hirschberg-Teilschuppe nach SAXER 1938, S. 374) auf die USM des Synklinal-Südflügels der Eugsttobel-Teilschuppe aufgeschoben.

Der Kontakt Molasse–Helvetikum verläuft, soweit sich dies aufgrund der sporadischen Aufschlüsse beurteilen lässt, ziemlich ebenflächig. Insbesondere scheint er nicht durch jüngere Querbrüche versetzt zu sein. Nach dem einzigen guten Aufschluss südwestlich von Dunkelberndli (Koord. 745.500/237.500; vgl. Fig. 29 in HABICHT 1945) handelt es sich um eine 40–45° nach SSE einfallende Schubfläche (s.u.), an welcher Schrattenkalk auf Reste von Seewer Kalk (?) und dieser auf eine über 50 m mächtige, 50–55° SSE fallende, vollkommen zerscherte Molasse-Schürfzone aufgeschoben ist.

Säntis-Decke

Diskordant über der Subalpinen Molasse liegt die aus Kreide-Sedimenten aufgebaute Säntis-Decke. Ihre basale Überschiebung, die Säntis-Überschiebung, verläuft im Abscherhorizont der Unterkreide-Mergel. Die frontalen Teile der Säntis-Decke sind gegenüber ihrer Malm-Unterlage ca. 10 km nach Norden verfrachtet worden (PFIFFNER 1981). Das Überfahren der Helvetischen Decken auf die Subalpine Molasse wurde von verschiedenen Autoren (ARN. HEIM 1906, RENZ 1937) aufgrund der Existenz von Erosionsnischen als Reliefüberschiebung gedeutet. HABICHT (1945) modifizierte diese Auffassung dahingehend, dass er das seitliche Auskeilen mächtiger Nagelfluhmassen für das differentielle Vordringen von darüberliegenden Deckenpaketen verantwortlich machte.

Überlegungen bezüglich Überschiebungsbeträgen (PFIFFNER 1985) führen zum Schluss, dass die basale Überschiebung der Helvetischen Decken bei ihrer Propagation sehr rasch die Erdoberfläche erreichte und somit die Deckenfront im

Untermiozän den Abtragungsschutt der entstehenden Alpen kurz nach dessen Ablagerung im Molassevorland sukzessive überfuhr. Die Deckenfront bestand hierbei aus Penninischem Flysch, welcher die Helvetischen Decken in einer frühen Phase (Pizol-Phase, s.u.) überfahren hatte. Dass dieser Flysch schon im Untermiozän (Aquitanien) die Molasse überfuhr, wurde am Beispiel des Kronberg–Gäbris-Schuttfächers bereits von HABICHT (1945, Fig. 30) postuliert. Interessant ist in diesem Zusammenhang auch die Tatsache, dass die jüngsten Schichten der aufgeschlossenen subalpinen Molasse-Schuppen von Süden gegen Norden sukzessive jünger werden, was in Einklang mit der Hypothese einer den Abtragungsschutt überfahrenden Deckenfront stehen würde. Dies hiesse auch, dass «Dekkenbrandung» und «Molasse-Dislokation» gleichzeitig waren, von Süden nach Norden vordrangen, und altersmässig im Süden post-Mitteloligozän, im Norden post-Mittelmiozän waren (vgl. PFIFFNER 1986).

Die Bewegungsrichtung der Säntis-Überschiebung war ungefähr S–N gerichtet (PFIFFNER 1981), also schief zum Schichtstreichen im bereits erwähnten Aufschluss von Dunkelberndli, wo Rutschstriemen und schwachwellige Walzen auf der Überschiebungsfläche (Unterseite der Schrattenkalk-Wand) 40–45° gegen SSE einfallen.

Die Internstruktur der Säntis-Decke ist durch ein komplexes Zusammenspiel von Bruch- und Faltungserscheinungen charakterisiert. Regional gesehen lässt sich vereinfachend ein frontaler, durch Schuppenbau gekennzeichneter Teil im Nordwesten von einem mehr durch Faltenbau gekennzeichneten Teil im Südosten abtrennen (Profil 1). Dieser Faltenbau wird von verschiedenartigen Brüchen begleitet, die z.T. gleichzeitig mit der Faltung spielten (vgl. Fig. 4 und PFIFFNER in FUNK et al. 1983). An Brüchen sind hierbei Querbrüche (Blattverschiebungen), «normale», d.h. nordgerichtete Überschiebungen und südgerichtete Aufschiebungen (verstärkende Längsbrüche von ALB. HEIM 1905) sowie Abschiebungen zu erwähnen. Die einzelnen Grossfalten wurden von ALB. HEIM (1905) nummeriert (I-VI) und über das ganze Gebiet des Säntis hindurchgezogen. Dies ist vor allem beim Überqueren des N–S verlaufenden, alle Falten durchschlagenden Sax–Schwende-Bruches fragwürdig und wird hier nicht befolgt.

Um der regionalen und thematischen Vielfalt Herr zu werden, wird im Folgenden versucht, einzelne tektonische Erscheinungen anhand konkreter Beispiele zu erläutern. Die nachfolgenden Ausführungen basieren teilweise auf den Untersuchungen von KEMPF (1966), SCHLATTER (1941), MEESMANN (1926) und H. Eugster (Manuskript).

Überschiebungen

Im frontalen Schuppenbau des Nordwestens folgt über der Säntis-Überschiebung die Chammhalden-Überschiebung (Profil 1; Koord. 743.750/ 236.000). Diese Überschiebung befindet sich auf dem Verkehrtschenkel der Chammhalden-

Antiklinale und stellt eine relativ seichte Trennung dar. Die nächst höhere Überschiebung, die Girenspitz-Überschiebung (Profil 1; Koord. 743.900/ 235.600), widerspiegelt den Einfluss der Lithologie auf die Anlage von Überschiebungen: Die Girenspitz-Überschiebung bildet in den Öhrli-Mergeln über weite Distanzen eine Flachbahn, d. h. sie verläuft parallel zur Schichtung. In den darüberliegenden Kalken steigt sie dann in einem Winkel von ca. 30° schief an und bildet eine Rampe. Im Liegenden der Überschiebung beobachtet man stellenweise verkehrtliegende Schichten. Die Girenspitz-Überschiebung wird nach Osten von der Girenspitz-Antiklinalen abgelöst. Letztere ist zunächst (in der Altenalp etwa) nahezu isoklinal, öffnet sich dann aber zusehends (Ebenalp; Profil 2). Die Ablösung findet in der tektonisch komplizierten, von ALB. HEIM (1905) und SCHLATTER (1941) beschriebenen Gegend des Öhrli statt.

Schliesslich ist noch auf dem Verkehrtschenkel der Säntis-Antiklinale eine Überschiebung ausgebildet. An dieser beobachtet man bedeutende (primäre?) Mächtigkeitsreduktionen – etwa des Schrattenkalkes (vgl. KEMPF 1966, Fig. 22).

Eine wichtige Störung im zentralen Teil stellt die Rotsteinpass-Überschiebung dar (Profile 1 und 2; Koord. 746.000/234.250). Östlich des Rotsteinpasses verläuft sie im Kern einer Antiklinalstruktur (Profil 2), während am Pass und westlich davon Falten und Überschiebungen kleineren Massstabes hinzukommen (vgl. Profil 1, sowie KEMPF 1966, Fig. 31 und 43). Die Faltenstrukturen im Liegenden und Hangenden der Rotsteinpass-Überschiebung verengen sich von Westen nach Osten. Diese Tendenz wird auch durch die nächstfolgenden Synklinalstrukturen unterstrichen (Meglisalp-Synklinale im Norden sowie die sich zur Fälen-Synklinalen vereinigenden Wildseeli- und Moor-Synklinalen im Süden). Als Kompensation wird der Überschiebungsbetrag der Rotsteinpass-Überschiebung nach Osten grösser; dadurch lässt sich die gefaltete Überschiebung in der Marwees-Nordwand (Koord. 748.250/236.450; Profil 2) zwanglos als eingewickelte Rotsteinpass-Überschiebung erklären («erste Deutung» von SCHLATTER 1941; vgl. auch MILNES & PFIFFNER 1980, Fig. 1). Eine eingehendere Diskussion der Verhältnisse in der Marwees-Nordwand (Gloggeren) findet sich in SCHLATTER 1941 (S. 90–92).

Eindrückliche Beispiele des seitlichen Überleitens von Überschiebungen in Falten beobachtet man im Gebiet Altmann – Wildhuser Schafberg. Die Altmann-Antiklinale transformiert sich am Fälenschafberg (Koord. 747.600/234.800) zu einer Überschiebung, die dann ihrerseits südöstlich des Rotsteinpasses (Koord. 745.700/233.850) wieder in Falten überleitet. Diese Falten sind eng und haben spitze Scharniere. Derartige Falten werden von SUPPE & MEDWEDEFF (1990) als Falten, die sich an der Ausbreitungsfront von Überschiebungen bilden («fault propagation folds»), gedeutet.

Ein weiteres Beispiel ist die Schafberg-Überschiebung auf dem Nordschenkel der Schafberg-Antiklinale (vgl. Profil 1 sowie KEMPF 1966, Fig. 44); das Ausklingen dieser Überschiebung erfolgt allmählich, und das Schrattenkalk-

Paket nördlich des Jöchli (Koord. 745.500/233.150) deutet darauf hin, dass die Überschiebung leicht schief zur angelegten Falte verlief. Die definitive seitliche Ablösung erfolgt an einem Querbruch. Schliesslich entwickelt sich – ebenfalls im Schafberg-Querschnitt (vgl. Profil 1) – auf dem Nordschenkel der Roslenfirst-Antiklinale gegen Osten in stratigraphisch älteren Schichtgliedern eine Überschiebung, die im Detail von KEMPF (1966, Fig. 46 und 47) beschrieben wird.

Längsbrüche

Schon ARN. HEIM (1905) beschrieb im Säntis Längsbrüche, und zwar einerseits solche, die die Faltung verstärken und an die Südschenkel (Gewölbeschenkel) gebunden sind, und andererseits solche, die die Faltung abschwächen. Ein Beispiel eines verstärkenden Längsbruches, oder einer Rücküberschiebung, befindet sich auf dem Südschenkel der Girenspitz-Antiklinale im Gebiet nördlich des Seealpsees (Profil 2). Nach Osten erstreckt er sich bis an den Bommen-Querbruch (Koord. 750.050/238.650), an dem die Girenspitz-Antiklinale abrupt ihre Geometrie ändert (vgl. hierzu auch PFIFFNER in FUNK et al. 1983, Fig. 2). Das Ausklingen gegen Westen hingegen scheint ein allmähliches zu sein (SCHLATTER 1941, Profile 4–10). Ein weiteres Beispiel eines verstärkenden Längsbruches, seitlich ebenfalls durch Querstörungen begrenzt, beobachtet man in der Gulmen-Antiklinalen in den Kreuzbergen (Profil 2; Koord. 749.940/233.840).

Schwächende Längsbrüche treten in der Hohe-Kasten-Antiklinalen auf; sie werden in jenem Zusammenhang diskutiert (vgl. S. 45).

Querbrüche

Die zahlreichen, z.T. in Scharen auftretenden Querbrüche wurden von JEROSCH (1905) im Detail beschrieben. An den bedeutenderen ändert sich der Baustil der beiden Flügel meist schlagartig.

Beim wohl prominentesten Querbruch, dem Sax–Schwende-Bruch, hat JEROSCH (1905, S. 215ff.) auf den unterschiedlichen tektonischen Bau beiderseits hingewiesen und daraus geschlossen, dass der Bruch schon während der Faltung gespielt haben muss. ALB. HEIM (1905, S. 648) versuchte zwar, beeindruckt von den konstant 25° N-fallenden Rutschstriemen, die Anlage des Bruches als spät, d.h. nach der Faltung, zu interpretieren. JEROSCH (1905, S. 263ff.) unterschied jedoch deutlich «Querdislokationen zu zwei verschiedenen Zeiten» und postulierte, dass «die Beendigung der Faltenaufstauung» zwischen diese zwei Phasen zu setzen sei. Sie vertrat ferner die Auffassung, der Sax–Schwende-Bruch habe in beiden Phasen gespielt. Dieser Ansicht muss ergänzend beigefügt werden, dass der Baustil auf beiden Flügeln derart verschieden ist, dass die Anlage des Bruches schon zu Beginn der Faltung stattgefunden haben muss. Insbesondere fehlt

die Rotsteinpass-Überschiebung auf dem Ostflügel völlig; diese muss in einer frühen Phase gespielt haben, da sie ja in der Marwees-Nordwand gefaltet wurde (vgl. Profil 2).

Eine wichtige Bruchstaffel, von SCHLATTER (1941, S. 58ff.) im Detail beschrieben, verläuft westlich des Sax–Schwende-Bruchs und zieht von Dunkelberndli (im NNW) über Lötzlisalpsattel–Bötzel–Mutschen nach Obetweid (im SSE). An den einzelnen Querbrüchen ändert sich wiederum die Internstruktur; einige der Brüche sind dextrale, andere sinistrale Blattverschiebungen (vgl. PFIFFNER in FUNK et al. 1983, Fig. 2).

Ein bedeutender Querbruch bedingt das abrupte westliche Ende der Strukturen des Wildhuser Schafbergs auf Gamplüt. KEMPF (1966, S. 65ff.) gibt eine eingehende Diskussion, wobei er versucht, den Wildhuser Schafberg auf dem Westflügel des Querbruchs als herausgequetscht und erodiert oder als überfahren zu deuten. Viel einfacher scheint die Möglichkeit, dass der Querbruch während der Faltung gespielt hat und deshalb die Strukturen des Wildhuser Schafbergs auf dem Westflügel gar nicht vorhanden sind. Es muss erwähnt werden, dass der Querbruch von Gamplüt die Gulmen-Antiklinale im Süden nicht wesentlich zu beeinflussen scheint. Im Norden ist die Fortsetzung durch anomal N–S-streichende Strukturen gekennzeichnet, wie am Hundstein (Koord. 743.65/233.60), sowie durch wichtige Änderungen im Faltenbau (vgl. auch KEMPF 1966, S. 39ff.). Erst die Blauschnee-Synklinale zieht einigermassen ungestört nördlich des Bruches durch.

Interessant sind die Querbrüche am Schäfler und auf Bommen, da sich an ihnen die Geometrie der Girenspitz-Antiklinale jeweils sprunghaft ändert. Der Bommen-Querbruch markiert zudem das seitliche Ende des verstärkenden Längsbruches auf dem Südschenkel der Antiklinale. Dies weist darauf hin, dass Faltung, Quer- und Längsbruch zeitlich zusammen spielten.

Schliesslich sei auf die Querbrüche westlich des Fälensees (Rot Turm – Chessiloch) noch speziell hingewiesen. Hier endet die Schafberg-Antiklinale abrupt an einem (oder mehreren?) Querbruch. Dabei erfahren die benachbarten Faltenschenkel (Südschenkel der Altmann-Antiklinale, Nordschenkel der Roslenfirst-Antiklinale) überhaupt keine messbaren Abweichungen im Streichen der nahezu senkrecht stehenden Schichten, vielmehr werden die Schenkel an Querbrüchen starr versetzt. Es handelt sich hier also um sogenannte «deformationslose Brüche». Schleppungen an Querbrüchen sind hingegen häufig im Unteren Glarner Deckenkomplex und im Infrahelvetikum.

Schon ALB. HEIM (1905, S. 648ff.) bemerkte, dass die Querstörungen auf die Kreidefalten beschränkt sind und sich nicht in die darunterliegende Subalpine Molasse fortsetzen. Aufgrund des Kartenbildes wäre man versucht, eine solche Fortsetzung für den Sax–Schwende-Bruch zu vermuten. Wie jedoch erwähnt, muss man für diesen Bruch eine frühe Anlage annehmen, zu einer Zeit, als sich die Kreidefalten noch nicht auf ihrer heutigen Unterlage befanden. Im Gebiet von

Brülisau ist die Säntis-Überschiebung gegenüber dem westlich angrenzenden Gebiet herabgesetzt und dringt dadurch weiter nach Norden vor. Dies dürfte auf das Auskeilen und Vermergeln der mächtigen Nagelfluhen der Kronberg-Zone und der Kräzerli-Schuppe der Subalpinen Molasse zurückzuführen sein (vgl. HABICHT 1945, S. 44, 47, 103). Ein Zusammenhang zwischen Molasse-Tektonik und dem Sax–Schwende-Bruch ist, wie das geologisch-tektonische Übersichtskärtchen zeigt, somit nicht anzunehmen.

Falten

Die verschiedenen Falten im Alpstein lassen sich über beträchtliche Distanzen verfolgen (vgl. Fig. 4). Dies trifft namentlich für den internen, südlichen Teil des Atlasblattes Säntis zu. Die Geometrie im Querschnitt ändert sich entweder allmählich oder, wie bereits diskutiert, sprunghaft an Querbrüchen. Ein eindrückliches Beispiel hierzu ist die Hohe-Kasten-Antiklinale.

Im Gebiet Hochhus–Amboss (Koord. 751/235), d. h. gerade östlich des Sax–Schwende-Bruches, hat die Hohe-Kasten-Antiklinale eine vertikale Achsenfläche. Verfolgt man nun diese Antiklinale gegen Osten, so wird aus dieser stehenden Falte eine geneigte, dann überkippte (Profil 3) und schliesslich eine nahezu liegende Falte (Profil 4). Gleichzeitig entwickelt sich auf dem Verkehrtschenkel eine Überschiebung (vgl. Profile 3 und 4), die in den Fenstern von Rohr (Koord. 754.7/238.2) und Freienbach (Koord. 757.5/242.2, gerade nördlich des Kartenrandes) aufgeschlossen ist; der Deutung der Aufschlüsse von Freienbach als Graben, wie es BLUMER (1905) und MEESMANN (1926) vermuteten, kann nicht beigepflichtet werden. Zudem erfährt die Faltenachse vom Hohen Kasten an zuerst ein Umbiegen gegen Norden, dann ein Zurückbiegen und Abtauchen in nordöstlicher Richtung. Die Antiklinale überquert das Rheintal (vgl. auch MEESMANN 1926), taucht bei Götzis wieder auf und richtet sich am Bocksberg erneut zu einer stehenden Falte auf (LK-Blatt 1096 Diepoldsau). Das Abtauchen der Antiklinale vom Hohen Kasten zum Rhein wurde von BLUMER (1905, S. 603ff.) und MEESMANN (1926, S. 76ff.) eingehend beschrieben. Zusammenfassend sei gesagt, dass das Abtauchen durch verschiedene Phänomene zustande kommt: (1) echtes Tauchen des Falten-«Zylinders», (2) 70° ESE-fallende Querbrüche mit Rutschstriemen, die meist 30–60° nach Norden einfallen, (3) 50–80° nach Norden fallende Abschiebungen (vgl. Profil 4), die eine Dehnung bewirken (schwächende Längsbrüche von ALB. HEIM 1905), und (4) auf den Rand des Rheintales beschränkte, NE-streichende Brüche mit vertikalen Rutschstriemen.

Die Gulmen-Antiklinale der Kreuzberge, die westlich des Sax–Schwende-Bruches einsetzt, besitzt auch eine senkrechte Achsenfläche; sie wurde oft mit der Antiklinalen des Hohen Kastens korreliert. Dies ist jedoch kaum anzunehmen, wenn man an die frühe Anlage des Sax–Schwende-Bruches denkt. Im Süden des Hohen Kastens schliessen weitere Falten an (Dätzen- und Büchel-Antiklinalen),

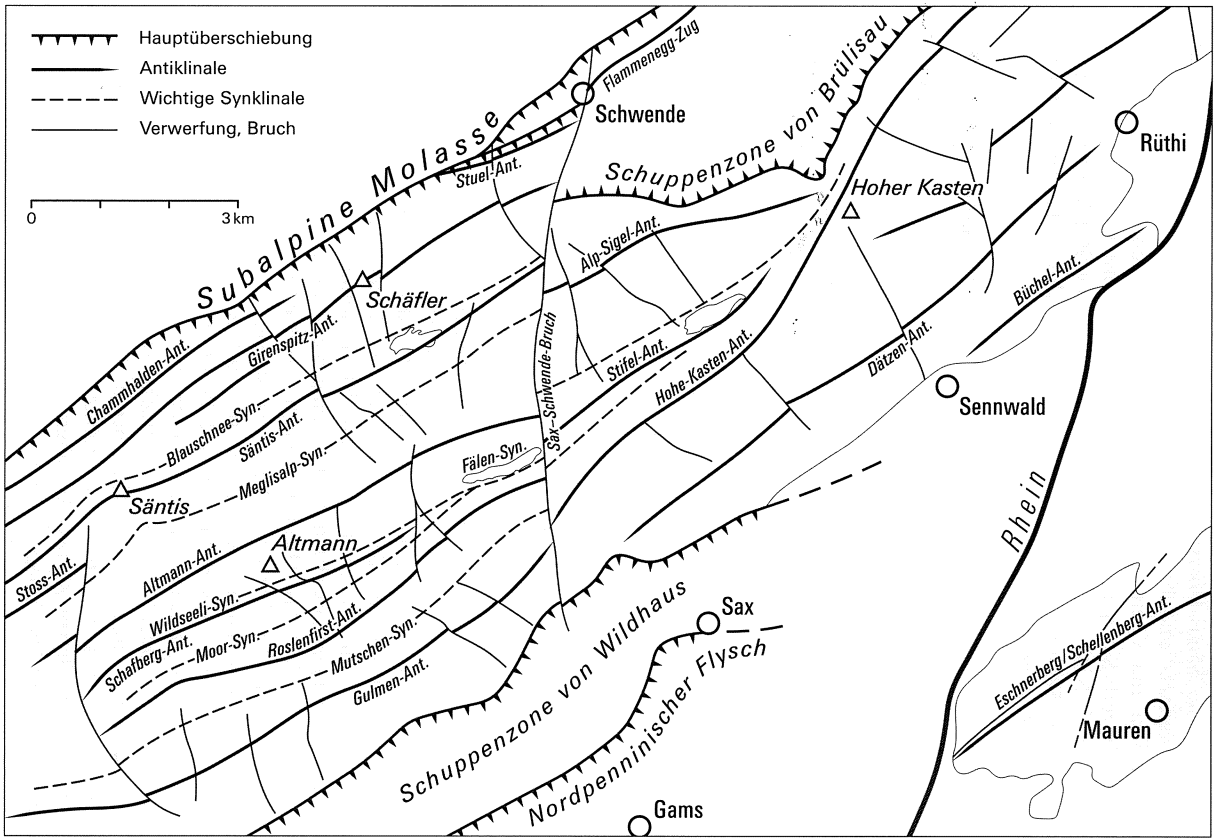


Fig. 4: Faltenachsen im Säntisgebirge (Säntis-Decke).

die südlich der Kreuzberge vergeblich zu suchen sind. Verfolgt man nun die Gulmen-Antiklinale von den Kreuzbergen gegen SW, so ändert sich ihr Bau (Profile 2 und 1): sie wird offener, und die Achsenfläche neigt sich allmählich zu steilem Nordfallen (siehe auch KEMPF 1966, Tafel II).
Östlich Schwende findet sich – eingeklemmt zwischen der Subalpinen «Randflysch-Zone» und der Schuppenzone von Brülisau – ein Antiklinalkern aus hauptsächlich Seewer Kalk: der Flammenegg-Zug. Dieser dürfte nach H. Eugster (Manuskript 1984) die Fortsetzung der Stuel-Antiklinale sein, welche sich auf dem Westflügel des Sax–Schwende-Bruchs befindet. Der Zusammenhang ist durch Aufschlüsse von N–S-streichendem Seewer Kalk im Bereich des Bruches gegeben.

Die Faltenachsen bilden generell gesehen eine Kulmination im Gebiet Altmann–Säntis und eine Depression im Rheintal. Besonders eindrücklich ist das mit 30° erfolgende Abtauchen der Alp-Sigel-Antiklinale unter jene des Hohen Kastens (und deren Wiederauftauchen auf der Vorarlberger Seite). Der Verlauf der Faltenachsen ist, abgesehen von lokalen Abweichungen, parallel zum regionalen Streichen. Eine Ausnahme ist die bereits besprochene Hohe-Kasten-Antiklinale sowie die Gulmen-Antiklinale zwischen Gamplüt und dem Gräppelental. Im Gräppelental (LK-Blatt 1114 Nesslau) werden die Falten des Nordsäntis von der Gräppelental-Störung schief abgeschnitten, wodurch sich ein Zusammenlaufen der Faltenachsen ergibt (vgl. KEMPF 1966, Tafel I).

Eine Falte besonderer Art stellt die Wildhauser Mulde dar: Ihr Südschenkel (Churfirsten) verdankt sein Nordfallen dem allgemeinen Nordfallen der tieferen Decken, insbesondere des Malms in den frontalen Rampenfalten (PFIFFNER 1981). Diese Strukturen verlaufen schief zu den Abscherfalten im Kreide-Stockwerk, so dass dort, wo Kreide-Synklinalen die Wildhauser Mulde durchqueren, sich infolge Interferenz wannenförmige Depressionen bildeten, in denen die höchsten tektonischen Einheiten von der Erosion verschont geblieben sind (z.B. die Nordpenninische Flyschserie bei Gams).

Südhelvetikum und Penninikum

Die höheren tektonischen Einheiten, welche über der Säntis-Decke liegen, sind der Erosion nur in den tieferen Synklinalen und Wannen nicht zum Opfer gefallen. Die basalen Überschiebungsflächen dieser Einheiten sind von den Kreidefalten eindeutig mitgefaltet worden, wodurch man ihre Platznahme in eine frühe Phase, die Pizol-Phase, legen muss (PFIFFNER 1977, 1978; MILNES & PFIFFNER 1977, 1980).

Subalpine «Randflysch-Zone»

Die Subalpine «Randflysch-Zone» befindet sich zwischen der Subalpinen Molasse und der Säntis-Decke und ist auf beiden Flügeln des Sax–Schwende-Bruchs aufgeschlossen. Verbindende Aufschlüsse wie im Falle des Flammenegg-Zuges fehlen jedoch. Im Brüelbachtobel (Koord. 751.500/241.350) fällt die Subalpine «Randflysch-Zone» steil nach Nordwesten ein und liegt auf dem Nordschenkel der stehenden Antiklinale des Flammenegg-Zuges (H. Eugster, Manuskript 1984). Erst dort, wo überkippte Frontalantiklinalen vorliegen (z.B. in der Thurschlucht und im Buechwald, LK-Blatt 1134 Walensee; vgl. KEMPF 1966, Fig. 15 und 16) ist die «Flysch-Zone» überfahren und demnach in subalpiner Stellung.

Südhelvetische Schuppenzonen

Der interne Bau der südhelvetischen Schuppenzonen von Brülisau und Wildhaus ist infolge der prekären Aufschlussverhältnisse schwierig auszumachen. Repetitionen verschiedener Formationen lassen nur den Schluss zu, dass es sich um einen Schuppenbau handelt (s.a. FORRER 1949).

Nordpenninische Flyschserie

Als tektonisch höchste Einheit auf Blatt Säntis folgt schliesslich über der südhelvetischen Schuppenzone die Nordpenninische Flyschserie, und zwar in sehr isolierten Vorkommen. Ihre basale Überschiebungsfläche ist stellenweise diskordant zu jener der südhelvetischen Schuppenzone, ist aber ebenfalls in die Pizol-Phase zu legen.

Deformationsabfolge

Die Säntis-Decke, die den Hauptteil des Blattes Säntis ausmacht, stellt den frontalen Teil des Helvetikums der Ostschweiz dar. In diesem Helvetikum, namentlich in dessen internem Teil, dem Infrahelvetikum, können strukturgeologisch mehrere Deformationsphasen unterschieden werden (SCHMID 1975; PFIFFNER 1977, 1978, 1986; MILNES & PFIFFNER 1977,1980).

1. *Pizol-Phase:* Sie umfasst das Eingleiten von exotischen (penninischen und südhelvetischen) Einheiten auf das Helvetikum, auf Blatt Säntis also das Eingleiten der Schuppenzonen und der Nordpenninischen Flyschserie. Alter: Wende Eozän/Oligozän.

2. *Cavistrau-Phase:* Dazu gehört die Ausbildung grossräumiger liegender Falten sowie die Anlage der embryonalen Glarner Hauptüberschiebung (PFIFFNER 1985), im Säntis-Gebiet allenfalls die Anlage der Rotsteinpass-Überschiebung

und des Sax–Schwende-Bruches. Diese Phase ist ein Vorläufer der nächstfolgenden Calanda-Phase.

3. *Calanda-Phase:* Sie ist die Hauptphase der Interndeformation im Helvetikum und als solche diachron (GROSHONG et al. 1984). Im Infrahelvetikum ist sie durch eine ausgeprägte Schieferung charakterisiert, welche in den Falten eine Achsenebenen-Schieferung ist und parallel zu den Überschiebungen verläuft. Im Säntis-Gebiet können die Falten und Überschiebungen, die gleichzeitig damit spielenden Quer- und Längsbrüche sowie die Faltung der Rotsteinpass-Überschiebung in der Marwees-Nordwand in diese Calanda-Phase gelegt werden. Diese Internstrukturen wurden gleichzeitig an der Säntis- und Glarner Überschiebung passiv nach Norden transportiert. Dieser Schluss drängt sich auf, da die Säntis-Überschiebung einen Abscherhorizont darstellt, der darunter und darüber unabhängige und gleichzeitige Deformationen zuliess (PFIFFNER 1981) und auf die vom Grundgebirge abgescherten helvetischen Decken beschränkt ist. Alter: frühes Oligozän.

4. *Ruchi-Phase:* In dieser Phase erfolgte weiterer, passiver Transport der Strukturen der Calanda-Phase an der Glarner Hauptüberschiebung. Dabei kam es lokal, vor allem im Infrahelvetikum, zur Ausbildung einer Runzelschieferung. Wahrscheinlich erfuhren in dieser Phase auch die Internstrukturen der Säntis-Decke passiven Transport an der Säntis-Überschiebung (GROSHONG et al. 1984), weil anzunehmen ist, dass sich die Glarner Hauptüberschiebung im Norden des Unteren Glarner Deckenkomplexes mit der Säntis-Überschiebung vereinigt (vgl. PFIFFNER in FUNK et al. 1983, Fig. 1). Alter: spätes Oligozän – frühestes Miozän.

HYDROLOGIE

(von R. HANTKE)

Grundwasser-Zirkulation und Quellen

Im Fels der Säntis-Decke tritt Spaltenwasser-Zirkulation längs Schicht- und Kluftfugen auf, bei Kalken auch in Karsthohlräumen. Die Molasse weist eine gemischte Spalten-/Porenwasser-Zirkulation auf. In Lockergesteinen herrscht Porenwasser-Zirkulation.

In der Säntis-Decke ist ein stark schwankender, von Niederschlag und Schneeschmelze abhängiger Fels-Grundwasserspiegel mit Vorflut zum Rheintal, untergeordnet auch zur Längsfurche zwischen Säntis-Decke und Molasse sowie zu Quertälern (Talung von Gamplüt) anzunehmen.

An den Hängen zum Rheintal liegt der Fels-Grundwasserspiegel im SW infolge Rückstaus durch wenig durchlässige Gesteine der Schuppenzone von Wildhaus auf 1200–1300 m ü.M.; gegen NE sinkt er bis zur Talebene ab.

Charakteristisch für tektonisch beanspruchte und verkarstete Kalkgebirge sind von trockenen Talsohlen begleitete Schutthalden und -kegel, in denen das Niederschlagswasser versickert und in ergiebigen *Karstquellen* wieder zutage tritt, so im Auentschuder bei Wasserauen und in den Gätteri-Quellen NE des Seealpsees, in denen das im Raum Gartenalp–Ebenalp–Bommen versickernde Wasser wieder austritt (grosse Schwankungen, Nutzung um 1500 l/min). Dies geschieht auch in den Thur-Quellen von Thurwis NW von Wildhaus aus dem Einzugsgebiet des SW Säntis und des Wildhuser Schafbergs. Die Pfannenstil-Quelle am Ausgang des Brüeltobels (Koord. 753.170/239.250) liefert 200 bis 1500 l/min. Färbversuche haben einen Zusammenhang mit Dolinen auf Alp Soll ergeben (O. Lienert, schriftl. Mitteilung).

Östlich der Bollenwees tritt eine den Schafberg entwässernde Karstquelle aus, deren Wasser nach 250 m offener Fliessstrecke über den sumpfigen Talboden des verlandeten Bollenweeser Sees im verkarsteten Fels des Stifelwaldes Richtung Sämtiser Talung versickert.

Die wasserreichsten Quellen am Rheintal-Hang haben ihr Einzugsgebiet in verkarsteten Kalken der Säntis-Decke, obwohl sie oft im Lockergestein entspringen: Mülbach-Quelle (Koord. 755.380/237.420), jene von Läui–Äugstisried bei Sennwald (Koord. 755.950/236.050 und 756.340/236.280), im Hübschenwald und Gadöl (Koord. 750.560/233.260 und 750.420/233.150). Die Mülbach-Quelle und die Quellen von Läui–Äugstisried sind, wie Färb- und Salzversuche ergeben haben, Resurgenzen von Versickerungen in der Sämtiser Talung und des Fälensees, von welchen nur wenig ins Brüeltobel abfliesst. Das Einzugsgebiet der Quellen Hübschenwald und Gadöl liegt nach ^{18}O-Messungen um 1300±100 m ü.M. Ein Zufluss aus der Fälensee – Sämtiser Talung ist möglich, eine Herkunft von Chreialpfirst–Roslenalp nicht erwiesen.

Karstwasser speist auch das Grundwasser im Schotter von Plona (1,5 km SW von Rüthi) (S. 29 und 51). Die Nolleregg-Quellen von Lienz (Koord. 756.700/238.970) werden vom Schindlerenbach gespeist. Dieser enthält Trockenwetter-Abfluss aus der von Vitznau-Mergeln abgedichteten Mulde von Roti Platte – Tammoos und aus durchziehenden Klüften des Hohen Kastens.

Die Seen im Alpstein

Der *Schönenboden-See* (1097 m) ENE von Wildhaus liegt in einer seichten, glazial ausgeräumten Kolkwanne zwischen dem Südschenkel des Gulmen-Gewölbes und der Nummulitenkalk-Rippe der Ruine Wildenburg und ist von einer spätglazialen Endmoräne gestaut.

Mit dem Zurückschmelzen des Eises aus der Talung von Gamplüt hat sich hinter dem Schuttfächer am Fuss der *Gross Chelen* ein See gestaut. Beim Auftauen des Karstsystems im frühen Spätwürm hat sich dieser durch die Dolinen bei Dreihütten entleert und ist verlandet.

Noch im mittleren Spätwürm flossen Schmelzwässer aus dem Kolkbecken des *Sämtisersees* (1209 m) durch das Brüeltobel ab. Mit dem Abschmelzen des Eises bis zur Rheintaler Sämtis bildete sich ein gegen 3 km langer See. Infolge sukzessiven Auftauens des vereisten Karstes und Entstehung neuer Karst-Entwässerungssysteme am südlichen Ufer entleerte sich der See etappenweise. Dies gibt sich auf der Appenzeller Sämtis in Uferterrassen zu erkennen. Heute schwankt der Spiegel des ca. 5 m tiefen Sämtisersees um ±2 m, mit Höchstständen und Überflutungen im Frühsommer und Tiefstständen im Winter.

Das in einer Synklinale gelegene Becken des 1,2 km langen, 130 m breiten und bis zu 34 m tiefen *Fälensees* (1452 m) wurde vom Fälen-Gletscher, der es noch im mittleren Spätwürm mit Eis erfüllte, übertieft. Dabei verwandelte sich die Senke der *Bollenwees* in einen seichten See über vereistem Karst. Schmelzwasser floss über Furgglen und längs der vom Sax–Schwende-Bruch vorgezeichneten Furche des Stifel zur Rheintaler Sämtis ab. Beim weiteren Abschmelzen bildete sich zunächst ein 1,5 km langer See und erneut eine Karst-Entwässerung.

In der Seealp-Mulde räumte der Blau-Schnee-Gletscher, unterstützt vom Gross-Schnee-Gletscher und Eis der Altmann–Hundstein-Kette, das Kolkbecken des 29 m tiefen *Seealpsees* (1141 m) aus. Nach der Freigabe reichte der zunächst 1,5 km lange See bis Oberstofel; durch Schwemmfächer von der Marwees und Sanderkegel von Hängegletschern ist der See an seinem NE- und SW-Ende verlandet und auf 800 m Länge zusammengeschrumpft.

Ein schmaler, schon im Spätwürm zugeschütteter See hatte sich im Zungenbecken von *Wasserauen–Schwende* gebildet. Moränenablagerungen unterhalb von Brülisau hatten im *Brülisauer Tal* einen zeitlich entsprechenden, flachgründigen See abgedämmt. Der schmale See ist – verursacht durch Rutschungen von der Rossmad – durchgebrochen, während sich zuvor die Terrasse von Brülisau gebildet hat.

Grundwasser im Rheintal

Nutzbare Grundwasserträger sind die Schotterfluren des Rheins und des Ill-Deltas (v.a. auf LK-Blatt 1116 Feldkirch). Auf Schweizer Seite bestehen Grundwasserfassungen SE von Salez (Koord. 756.470/232.980), Salez-Herbrig (Koord. 757.010/233.970) und in Rüthi-Büchel (Koord. 759.470/239.270), in Liechtenstein in Ruggell-Oberau (Koord. 757.100/233.220). Die Fassung Plona (Koord. 757.410/239.570) nutzt das Grundwasser in Schottern einer Schmelzwasserrinne.

Das Grundwasser der Talebene wird massgebend von Rhein-Infiltrat erneuert (vgl. KOBEL 1990); Zustrom vom Talhang und direkte Meteorwasser-Versickerung sind von untergeordneter Bedeutung. Mit der Sohlenvertiefung des Rheins in den Jahren 1965 bis 1972 und den nun eingestellten Kiesentnahmen aus dem Flussbett ist die Infiltration von sauerstoffreichem und wenig hartem Rheinwasser zurückgegangen. Dies hat zu einer Grundwasserspiegel-Absenkung um mehr als einen Meter und zu einer qualitativen Verschlechterung geführt.

Grundwasser im Alpstein

Der 1975 erstellte Filterbrunnen Wasserauen (Koord. 750.650/239.450) fördert 6000 l/min Grundwasser von sehr guter Qualität aus einem tieferen Schotter-Stockwerk zwischen 14 und 26 m Tiefe. Das bis gegen die Bahnstation reichende Vorkommen in eiszeitlichen Ablagerungen des Schwendibaches würde eine Gesamtförderung von gegen 12 000 l/min erlauben. Die Erneuerung des Grundwassers erfolgt wohl durch Infiltration und zusätzlich durch unterirdisch austretendes Karstwasser.

Der vom Brüelbach und seinen Zuflüssen abgelagerte Schutt von Fässleren-Bödeli (Koord. 752.950/239.450) bildet einen nutzbaren Grundwasserleiter von mindestens 200 l/min Ergiebigkeit und guter Qualität.

Der Rhein in geschichtlicher Zeit – Überschwemmungen im Rheintal

Nachrichten von Überschwemmungen des Alpenrheins reichen bis ins 11. Jahrhundert zurück. Von 1739 an nahmen Katastrophen, infolge Abholzens im Oberlauf, drastisch zu. Obwohl ungeheure Anstrengungen in die Verbauung investiert wurden, gehörten fortan Überflutungen fast zum Jahresablauf. Am 11. Juli 1762 ereignete sich die grösste dokumentierte Überschwemmung. Das Wasser stand 5–6, lokal 12–15 Schuh (= 3–3,75 m) hoch und hatte eine 1–6 Schuh mächtige Schlammdecke zurückgelassen.

Zum letzten Mal brach der Rhein 1927 östlich von Buchs aus und überschwemmte, vorwiegend in Liechtenstein, 30 km^2.

LITERATURVERZEICHNIS

ARBENZ, P. (1908): Über Diploporen aus dem Schrattenkalk des Säntisgebietes. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *53*, 388–392.

BÄCHLER, E. (1905): Beiträge zur Kenntnis der Höhlen im Säntisgebirge. – Jb. st. gall. natw. Ges. *1904*, 237–309.

— (1936): Das Wildkirchli. – Schweiz. Alpenclub (SAC), Sekt. St. Gallen.

— (1940): Das alpine Paläolithikum der Schweiz im Wildkirchli, Drachenloch und Wildmannlisloch. – Monogr. Ur- u. Frühgesch. Schweiz *2*.

BÄCHLER, H. (1945): Untersuchungen über die Entstehung einiger Höhlen im Säntisgebirge. – Ber. st. gall. natw. Ges. *71* (1942–1944), 68–143.

BAUMBERGER, E. (1925): Die subalpine Molasse von Luzern. – Eclogae geol. Helv. *19*/1, 165–177.

BAYER, A.A. (1982): Untersuchungen im Habkern-Mélange («Wildflysch») zwischen Aare und Rhein. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *240*.

BAYER, A., BERNOULLI, D., BREITSCHMID, A., FUNK, H., GIGON, W.O., GYGI, R.A., HERB, R., MATTER, A., MOHLER, H.-P., REMANE, J. & WINKLER, W. (1983): Bericht über die Jubiläumsexkursion «Der Faziesbegriff und die Sedimentationsprozesse» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 12. bis 17. September 1982. – Eclogae geol. Helv. *76*/1, 125–180.

BERLI, S. (1985): Die Geologie des Sommersberges (Kantone St. Gallen und Appenzell). – Ber. st.gall. natw. Ges. *82*, 109–145.

BETTENSTAEDT, F. (1957): Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. – Z. dtsch. geol. Ges. *109*/2, 566–592.

BLUMER, E. (1905): Östlicher Teil des Säntisgebirges. – In: HEIM ALB.: Das Säntisgebirge (S. 518–638). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *16*.

BÖHM, J. & HEIM, ARN. (1909): Neue Untersuchungen über die Senonbildungen der östlichen Schweizeralpen. – Abh. schweiz. paläont. Ges. *36*.

BOLLI, H. (1945): Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. – Eclogae geol. Helv. *37*/2 (1944), 217–328.

BRIEGEL, U. (1972): Geologie der östlichen Alviergruppe unter besonderer Berücksichtigung der Drusberg- und Schrattenkalkformation. – Eclogae geol. Helv. *65*/2, 425–483.

BROGGI, M.F. (1979): Bericht 78. – Bot.-zool. Ges. Liechtenstein-Sargans-Werdenberg.

BÜCHI, U.P. & HOFMANN, F. (1955): Telemagmatische Gänge in der untern Kreide des Säntis-Gebirges. – Eclogae geol. Helv. *47*/2 (1954), 309–314.

BURGER, H. (1985): Palfris-Formation, Öhrli-Formation und Vitznau-Mergel (basale Kreide des Helvetikums) zwischen Reuss und Rhein: Stratigraphische, fazielle, mineralogische und paläogeographische Untersuchungen. – Diss. Univ. Zürich.

BURGER, H. & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *74*/2, 529–560.

DIETRICH, V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. – Europ. Hochschulschr. (17), *1*.

EGLI, E. (1935): Der Lebensraum und die Lebenseigenart des Menschen der Wildkirchlistufe. – Ber. st. gall. natw. Ges. *67* (1933/34), 1–82.

ESCHER V.D. LINTH, A. (1878): Die Sentis-Gruppe. – Beitr. geol. Karte Schweiz *13*.

EUGSTER, H., FRÖHLICHER, H. & KEMPF, T. (1969): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft ins Säntisgebiet. – Eclogae geol. Helv. *62*/2, 643–656.

EUGSTER, H., FRÖHLICHER, H. & SAXER, F. (1960): Blatt St. Gallen – Appenzell. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. *23*.

FÖLLMI, K.B. (1986): Die Garschella- und Seewer Kalk Formation (Aptian–Santonian) im Vorarlberger Helvetikum und Ultrahelvetikum. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *262*.

FÖLLMI, K.B. & OUWEHAND, P.J. (1987): Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian–Coniacian): Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlbergs. – Eclogae geol. Helv. *80*/1, 141–191.

FORRER, M. (1949): Zur Geologie der östlichen Wildhauser Mulde. – Ber. st. gall. natw. Ges. *73*, 3–99.

FREI, H.-P. (1979): Stratigraphische Untersuchungen in der subalpinen Molasse der Nordost-Schweiz, zwischen Wägitaler Aa und Urnäsch. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *233*.

FRÜH, J. & SCHRÖTER, C. (1904): Die Moore der Schweiz mit Berücksichtigung der gesamten Moorfrage. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *3*.

FUNK, H. (1969): Typusprofile der helvetischen Kieselkalk-Formation und der Altmann-Schichten. – Eclogae geol. Helv. *62*/1, 191–203.

— (1971): Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmannschichten in der Säntis–Churfirsten-Gruppe (Nordostschweiz). – Eclogae geol. Helv. *64*/2, 345–433.

— (1975): The origin of authigenic quartz in the Helvetic Siliceous Limestone (Helvetischer Kieselkalk), Switzerland. – Sedimentology *22*, 299–306.

FUNK, H. & BRIEGEL, U. (1979): Le faciès Urgonien des nappes Helvétiques en Suisse orientale. – Geobios, Mém. spéc. *3*, 159–168.

FUNK, H., LABHART, T., MILNES, A.G., PFIFFNER, O.A., SCHALTEGGER, U., SCHINDLER, C., SCHMID, S. & TRÜMPY, R. (1983): Bericht über die Jubiläumsexkursion «Mechanismus der Gebirgsbildung» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das ost- und zentralschweizerische Helvetikum und in das nördliche Aarmassiv vom 12. bis 17. September 1982. – Eclogae geol. Helv. *76*/1, 91–123.

GRASMÜCK-PFLUGER, M. (1962): Mikrofazielle Beobachtungen an den Öhrlischichten (Berriasian) der Typuslokalität. – Eclogae geol. Helv. *55*/2, 417–442.

GROSHONG, R.H. JR., PFIFFNER, O.A. & PRINGLE, L.R. (1984): Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. – J. struct. Geol. *6*/1–2, 5–18.

GUTZWILLER, A. (1875): Verzeichniss der erratischen Blöcke, welche im Jahre 1874 erhalten worden sind. – Ber. Tätigk. st. gall. natw. Ges. *1873/74*, 419–433.

— (1876): Verzeichniss der erratischen Blöcke, welche im Sommer 1875 erhalten worden sind. – Ber. Tätigk. st. gall. natw. Ges. *1874/75*, 298–304.

— (1877): Molasse und jüngere Ablagerungen. – Beitr. geol. Karte Schweiz *14*/1.

HABICHT, K. (1937): Geologie des Stockberggebietes, Toggenburg (vorl. Mitt.). – Mitt. natf. Ges. Schaffhausen *13*/9, 283–287.

— (1938): Zur Kenntnis der inneren subalpinen Molasse zwischen Toggenburg und Sitter. – Eclogae geol. Helv. *31*/2, 370–373.

— (1945): Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *83*.

— (1987): Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. *7* Schweiz, *7b* Schweizerisches Mittelland (Molasse). – Schweiz. geol. Komm. und Landeshydrol. u. -geol.

HALDIMANN, P. A. (1977): Sedimentologische Entwicklung der Schichten an einer Zyklengrenze der Helvetischen Unterkreide: Pygurus-Schichten und Gemsmättli-Schicht (Valanginian/Hauterivian) zwischen Thunersee und St. Galler Rheintal. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *219*.

HANTKE, R. (1961): Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *106*/1, 1–212.

— (1967): Die würmeiszeitliche Vergletscherung im oberen Toggenburg (Kt. St. Gallen). – Vjschr. natf. Ges. Zürich *112*/4, 223–242.

— (1980): Eiszeitalter (Bd. 2). – Ott, Thun.

— (1983): Eiszeitalter (Bd. 3). – Ott, Thun.

— (1984): Die Fächerpalmreste aus der Molasse der Schweiz und ihrer nordöstlichen Grenzgebiete sowie ihr paläoklimatischer Aussagewert. – Dissertationes bot. *72*, 137–175.

— (1991): Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete: Erd-, Klima- und Vegetationsgeschichte der letzten 30 Millionen Jahre. – Ott, Thun.

— (1992): Zur Genese des Alpen-Rheintals. – Jb. geol. Bundesanst. *135*/4, 847–856.

HANTKE, R. & SEITTER, H. (1985): Vermochten an nie vereisten Lagen im Alpstein jüngsttertiäre Florenrelikte die Eiszeiten zu überdauern? – Ber. st. gall. natw. Ges. *82*, 55–107.

HEIERLI, H. (1987): Der geologische Wanderweg am Hohen Kasten (Säntis-Gebirge). Eine Einführung in die Geologie mit einem Kapitel zur Eiszeit von RENÉ HANTKE. – Haupt, Bern.

HEIM, ALB. (1905): Das Säntisgebirge. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *16*.

— (1919): Geologie der Schweiz. Bd. I: Molasseland und Juragebirge. – Tauchnitz, Leipzig.

HEIM, ARN. (1905): Westlicher Teil des Säntisgebirges. – In: HEIM, ALB.: Das Säntisgebirge (S. 313–517). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *16*.

— (1906): Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *51*, 441–461.

— (1907): Gliederung und Facies der Berrias–Valangien-Sedimente in den helvetischen Alpen. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *52*, 484–499.

— (1908): Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. – Abh. schweiz. paläont. Ges. *35*/4.

— (1913): Monographie der Churfirsten–Mattstock-Gruppe. 2. Teil: Stratigraphie der Mittleren Kreide. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *20*/2.

— (1916): Monographie der Churfirsten–Mattstock-Gruppe. 3. Teil: Stratigraphie der Unteren Kreide und des Jura. Zur Lithogenesis. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *20*/3.

— (1923): Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal (Fähnern-Gruppe) und das Problem der Kreide-Nummuliten. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *53*/1.

HEIM, ARN. & BAUMBERGER, E. (1933): Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. *68*/2, 155–220.

HEIM, ARN. & GAMS, H. (1918): Interglaziale Bildungen bei Wildhaus (Kt. St. Gallen). – Vjschr. natf. Ges. Zürich *63*/1–2, 19–33.

HEIM, ARN. & SEITZ, O. (1934): Die mittlere Kreide in den helvetischen Alpen vom Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. *69*/2, 185–310.

HERB, R. (1962): Geologie von Amden mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *114*.

— (1963a): Zur Geologie der südhelvetischen Schuppenzone von Wildhaus. – Eclogae geol. Helv. *56*/2, 881–904.

— (1963b): Über Vorkommen von Amdenerschichten immittleren Säntisgebirge. – Eclogae geol. Helv. *56*/2, 904–906.

HERRLIBERGER, D. (1758): Neue und vollständige Topographie der Eidgenossenschaft II. – Basel.

HOCHULI, P.A. (1978): Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der Zentralen und Westlichen Paratethys. – Beitr. Paläont. Österr. *4* (Diss. Univ. Zürich).

HUF, W. (1963): Die Schichtenfolge der Aufschlussbohrung «Dornbirn1» (Vorarlberg, Österreich). – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *29*/77, 9–10.

JEROSCH, M. (1905): Die Querstörungen im mittleren Teil des Säntisgebirges. – In: HEIM, ALB.: Das Säntisgebirge (S. 123–267). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *16*.

KAUFMANN, F.J. (1860): Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. *17*.

KELLER, O. (1990): Die geologische Entwicklung des Alpenrheintals. – Werdenberger Jb. *3*, 12–19.

KELLER, O. & KRAYSS, E. (1987): Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. – Geographica helv. *1987*/2, 169–178.

— (1993a): Eiszeitliche Landschaftsgenese im Appenzellerland (Exkursion C am 15. April 1993). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N.F.] *75*, 75–98.

— (1993b): The Rhine–Linth Glacier in the Upper Wurm: a model of the last Alpine Glaciation. – Quaternary int. *18*, 15–27.

KELLER, P. (1929): Pollenanalytische Untersuchungen an einigen Mooren des St. Gallischen Rheintales. – Jber. st. gall. natw. Ges. *64* (1928), 82–96.

KEMPF, T.A. (1966): Geologie des westlichen Säntisgebirges. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *128*.

KOBEL, M. (1990): Die hydrogeologischen Verhältnisse in der Talebene des Werdenbergs. – Werdenberger Jb. *3*, 137–142.

— (1992): Nacheiszeitliche Bergstürze im Alpenrheintal. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 38–40). – BuchsDruck & Verlag, Buchs.

— (1995): Die Rheinkraftwerke Schweiz–Liechtenstein und die Grundwasserfrage. – «Wasser, Energie, Luft» (Jg. 87), *1*/2, 35–43.

LEUPOLD, W. (1942): Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. – Eclogae geol. Helv. *35*/2, 247–291.

LIENERT, O.G. (1965): Stratigraphie der Drusbergschichten und des Schrattenkalks im Säntisgebirge unter besonderer Berücksichtigung der Orbitoliniden. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *56*.

LUDWIG, A. (1926): Aus dem ostschweizerischen Molassegebiet. – Jb. st. gall. natw. Ges. *62*, 81–100.

— (1927): Stampische Molasse mit mariner Molluskenfauna am Nordrand des Säntisgebirges. – Eclogae geol. Helv. *20*/2, 245–246.

LUDWIG, A., EUGSTER, H. & BÄCHLER, E. (1931): Berichte über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im st. gallisch-appenzellischen Molasseland, im Fähneren- und Wildkirchligebiet vom 9.–11. September 1930. – Eclogae geol. Helv. *24*/1, 125–157.

LUDWIG, A., SAXER, F., EUGSTER, H. & FRÖHLICHER, H. (1949): Blatt St. Gallen – Appenzell. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte *23*.

MAYER-EYMAR, K. (1890): La faune miraculeuse du Londinien d'Appenzell. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *35*/2, 168–181.

MEESMANN, P. (1926): Geologische Untersuchung der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintals. – Verh. natf. Ges. Basel *37*, 1–111.

MILNES, A.G. & PFIFFNER, O.A. (1977): Structural development of the Infrahelvetic complex, eastern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *70*/1, 83–95.

MILNES, A.G. & PFIFFNER, O.A. (1980): Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen – Como. – Eclogae geol. Helv. *73*/2, 619–633.

MÜLLER, F., CAFLISCH, T. & MÜLLER, G. (1976): Firn und Eis der Schweizer Alpen. Gletscherinventar. – Publ. geogr. Inst. ETH Zürich *57*.

NIGGLI, P. (1915): Die Steinbrüche des schweizerischen Molasselandes. – In: NIGGLI, P., GRUBENMANN, U., JEANNET, A. & MOSER, R.: Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz (S. 39–52). – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *5*.

OBERHÄNSLI-LANGENEGGER, H. (1978): Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdener Formation. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *150*.

OBERHAUSER, R. (1983): Zur geologischen Eigenart. – Heimatb. Hohenems *3*.

— (1991): Erläuterungen zu Blatt 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd der «Geologischen Karte der Republik Österreich 1:25 000». – Geol. Bundesanst. Wien.

OCHSNER, A. (1935): Über die subalpine Molasse zwischen Wäggital und Speer. – Eclogae geol. Helv. *28*/2, 649–658.

— (1975): Blatt 1133 Linthebene. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. *53*.

OERTLI, H.J. (1956): Ostrakoden aus der oligozänen und miozänen Molasse der Schweiz. – Abh. schweiz. paläont. Ges. *74* (Diss. Univ. Bern).

OUWEHAND, P. (1987): Die Garschella-Formation («Helvetischer Gault», Aptian–Cenomanian) der Churfirsten–Alvier Region (Ostschweiz): Sedimentologie, Phosphoritgenese, Stratigraphie. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *275*.

PFIFFNER, O.A. (1977): Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *217*.

— (1978): Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *71*/1, 61–84.

— (1981): Fold-and-thrust tectonics in the Helvetic Nappes (E Switzerland). – In: MCCLAY, K.R. & PRICE, N.J. (Ed.): Thrust and Nappe Tectonics. – Spec. Publ. geol. Soc. London *9*, 319–327.

— (1985): Displacements along thrust faults. – Eclogae geol. Helv. *78*/2, 313–333.

— (1986): Evolution of the North Alpine foreland basin in the Central Alps. – Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol. *8*, 219–228.

REHSTEINER, C. (1902): Unsere erratischen Blöcke. – Ber. Tätigk. st. gall. natw. Ges. *1900–1901*, 138–168.

RENZ, H.H. (1937): Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. – Eclogae geol. Helv. *30*/1, 87–214.

RICHTER, M. (1925): Die Fähnernmulde am Nordrand des Säntis und das Problem der Kreide-Nummuliten. – Geol. Rdsch. *16*/2. 81–99.

RICKEN, W. (1986): Diagenetic bedding. – Lecture Notes in Earth Sciences *6* (Springer, Berlin).

ROLLIER, L. (1923): Supracrétacique et Nummulitique dans les Alpes suisses orientales. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *53*/2.

SAXER, F. (1938): Die Molasse am Alpenrand zwischen der Sitter und dem Rheintal. – Eclogae geol. Helv. *31*/2, 373–375.

SCHLATTER, L.E. (1941): Neue geologische Untersuchungen im mittleren Säntisgebirge. – Ber. st. gall. natw. Ges. *70*, 26–103.

SCHMID, E. (1961): Neue Grabungen im Wildkirchli (Ebenalp, Kt. Appenzell), 1958/59. – Urschweiz *25*, 4–11.

— (1977): Zum Besuch der Wildkirchli-Höhlen. – Mittbl. schweiz. Ges. Ur- u. Frühgesch. *29*, 2–12.

SCHMID, S.M. (1975): The Glarus overthrust: field evidence and mechanical model. – Eclogae geol. Helv. *68*/2, 247–280.

SEITTER, H. (1977): Die Flora des Fürstentums Liechtenstein. – Bot.-zool. Ges. Liechtenstein-Sargans-Werdenberg.

— (1979): Botanische Funde – Neufunde für das Rugeller Riet. – Bericht *78*. – Bot.-zool. Ges. Liechtenstein-Sargans-Werdenberg.

— (1989): Flora der Kantone St. Gallen und beider Appenzell. – Lehrmittelverl. St. Gallen (Rorschach).

STACHER, P. (1980): Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wang-Formation. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *152*.

STRASSER, A. (1979): Betlis-Kalk und Diphyoideskalk (±Valanginian) in der Zentral- und Ostschweiz: Stratigraphie, Mikrofazies und sedimentologische Entwicklung. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *225*.

SUPPE, J. & MEDWEDEFF, D.A. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. – Eclogae geol. Helv. *83*/3, 409–454.

WEGMÜLLER, H.-P. (1976): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den Thuralpen und im Faningebiet (Kantone Appenzell, St. Gallen, Graubünden/Schweiz). – Bot. Jb. *97*/2, 225–307.

WELTEN, M. (1988): Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *162*.

GEOLOGISCHE EXKURSIONSFÜHRER

EUGSTER, H. (1934a): Exkursion Nr.73B: Weissbad–Fähnern. In: Geologischer Führer der Schweiz (Fasz. XII, S. 885–888). – Wepf, Basel.

— (1934b): Exkursion Nr.74: Säntis (Alpstein). In: Geologischer Führer der Schweiz (Fasz. XII, S. 889–905). – Wepf, Basel.

EUGSTER, H., HANTKE, R. & SAXER, F. (1967): Exkursion Nr.30: Appenzellerland und Säntisgebiet. In: Geologischer Führer der Schweiz (Heft 6, S. 516–534). – Wepf, Basel.

HEIERLI, H. (1972): Der geologische Wanderweg Hoher Kasten–Stauberen–Saxerlücke, mit einer Einführung in die geologischen Grundlagen. – Fehr, St. Gallen.

— (1982, 1983): Geologischer Wanderführer Schweiz. Teil 1: Die geologischen Grundlagen; Teil 2: Exkursionen. – Ott, Thun.

— (1984): Die Ostschweizer Alpen und ihr Vorland. – Samml. geol. Führer *75* (Borntraeger, Berlin/Stuttgart).

— (1987): Der geologische Wanderweg am Hohen Kasten (Säntis-Gebirge). Eine Einführung in die Geologie mit einem Kapitel zur Eiszeit von RENÉ HANTKE. – Haupt, Bern.

KOBEL, M. & HANTKE, R. (1979): Zur Hydrogeologie des Rheintales von Sargans bis zum Bodensee (Exkursion E am 19. April 1979). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N.F.] *61*, 79–86.

LUDWIG, A. (1934): Exkursion Nr.73A: Molasse St. Gallen – Appenzell. In: Geologischer Führer der Schweiz (Fasz. XII, S. 877–884). – Wepf, Basel.

LÜTHI, G., EGLOFF, K., KLEINE, K. & SCHATZ, R. (1964): Führer durch das Säntisgebiet. – Fehr, St. Gallen.

KARTENVERZEICHNIS[1)]

Topographische Karten

1094–1096, 1114–1116, 1134–1136 } Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25 000

218–221, 222–225 } Blätter des Siegfried-Atlas der Schweiz 1:25 000

Geologische Karten
(mit Topographie)

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 3 Zürich–Glarus, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1950.
Blatt 4 St. Gallen–Chur, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1959.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt IX Schwyz–Glarus–Appenzell–Sargans, von A. ESCHER VON DER LINTH, A. GUTZWILLER, C. MOESCH et al., 1875.
Blatt X Feldkirch–Arlberg, von G. THEOBALD, 1865.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 4 Flawil–Herisau–Brunnadern–Schwellbrunn (SA 218–221), von A. LUDWIG, 1930.
Nr. 23 St. Gallen–Appenzell (SA 222–225), von A. LUDWIG, F. SAXER, H. EUGSTER et al., 1949.

Geologische Spezialkarten

Nr. 5 Geologische Karte des Sentis, 1:25 000, von A. ESCHER VON DER LINTH, 1873.
Nr. 13 Die nördlichste Kreide Kette der Alpen von der Sihl bis zur Thur, 1:50 000, von C. BURCKHARDT, 1893.
Nr. 37 Westende der Säntisgruppe, 1:25 000, von ARN. HEIM, 1905.
Nr. 38 Säntisgebiet, 1:25 000, von ALB. HEIM, 1905.
Nr. 39 Ostende der Säntis-Gruppe, 1:25 000, von E. BLUMER, 1905.
Nr. 44 Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1:25 000, von ARN. HEIM & J. OBERHOLZER, 1907.
Nr. 50 Geologische Karte der Glarner-Alpen, 1:50 000, von J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910.
Nr. 53 Specialkarte der Flifalte, 1:3000, von ARN. HEIM, 1910.
Nr. 61 Spezialkarte der Grenzregion von Molasse und Flysch am Flibach, 1:4000, von ARN. HEIM, 1911.
Nr. 63 Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1:50 000, von J. OBERHOLZER, 1920.

[1)] Das dazu gehörende Übersichtskärtchen befindet sich oben am rechten Rand des Atlasblattes.

Nr. 80 Geologische Karte der Alvier-Gruppe, 1:25 000, von ARN. HEIM & J. OBERHOLZER, 1917.
Nr. 85 Geologische Spezialkarte des Farenstöckli, 1:2500, von ARN. HEIM, 1917.
Nr. 86 Spezialkärtchen der Brunnenegg am Mattstock-Westende, 1:1000, von ARN. HEIM, 1917.

Geologische Detailkarten (enthalten in den «Beiträgen zur Geologischen Karte der Schweiz»)

a Spezialkarte vom Süd-West-Ende des Säntisgebirges (Häderenberg), 1:2500, von ARN. HEIM, 1905. In: ALB. HEIM: Das Säntisgebirge. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *16*, Taf. XII.

b Kartenskizze des Serentobels bei Betlis, 1:3000, von ARN. HEIM, 1917. In: ARN. HEIM: Monographie der Churfirsten–attstock-Gruppe. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *20*, Taf. XXXI, Fig. 17.

Geologische Karten der Republik Österreich

Bl. 3 Geologische Karte des Walgaues, 1:25 000, von W. HEISSEL, R. OBERHAUSER & O. SCHMIDEGG, 1967.
Bl. 4 Geologische Karte des Rätikon (Vorarlberg), 1:25 000, von W. HEISSEL, R. OBERHAUSER, O. REITHOFER et al., 1965.

Erst nach der Herausgabe des Atlasblattes Säntis erschienen:

Bl. 110/111 St. Gallen Süd und Dornbirn Süd, 1:25 000, von R. OBERHAUSER, 1982.
Bl. 110/111 St. Gallen Nord und Dornbirn Nord, 1:25 000, von R. OBERHAUSER et al., 1994.

Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein

F.L. Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein 1:25 000, von F. ALLEMANN, 1953 (Neuauflage 1985).

Weitere Publikationen (seit 1900)

B BRIEGEL, U. (1972): Quartärkarte 1:50 000 [östliche Alvier-Gruppe]. In: Geologie der östlichen Alviergruppe. – Eclogae geol. Helv. *65/2*, Taf. IX.

D DREHER, K. (1925): Bergwerk «Rufi» bei Schänis. Geologische Karte, 1:12 500. In: LETSCH, E. & RITTER, E.: Die schweizerischen Molassekohlen III. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *12*, Taf. V.

F FALKNER, C. (1910): Die südlichen Rheingletscherzungen von St. Gallen bis Aadorf, 1:100 000. In: idem. – Jb. st. gall. natw. Ges. *1909*.

FLu FALKNER, C. & LUDWIG, A. (1903): Geologische Karte von St. Gallen und Umgebung, 1:25 000. In: Beiträge zur Geologie der Umgebung St. Gallens. – Jb. natw. Ges. St. Gallen *1901/1902*.

Fr FREY, A.P. (1916): Karte der quartären Gebilde im obern Thurgebiet, 1:100 000. In: Die Vergletscherung des obern Thurgebietes. – Jb. st. gall. natw. Ges. *54* (1914/1915).

H_1 HAGEN, T. (1952): Geologische Karte des mittleren Säntisgebirges, 1:10 000. In: Das westliche Säntisgebirge photogeologisch gesehen und bearbeitet. – Ber. Tätigk. (Jb.) st. gall. natw. Ges. *74* (1950/1951), Taf. V.

H_2 HAGEN, T. (1952): Photogeologische Karte des Westteils des Säntisgebirges, 1:50 000. In: vgl. H_1, Taf. III.

L LEUTENEGGER, W.O. (1928): Geologische Karte des mittleren, nordöstlichen Rätikon, 1:25 000. In: Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Rätikon. – Diss. Univ. Zürich.

M MERHART, G. VON (1926): Geologische Karte des Kreide- und Tertiär-Gebirges zwischen Hochblanken und Rhein, 1:25 000. In: Kreide und Tertiär zwischen Hochblanken und Rhein. – Vorarlberger Buchdruckerei-Ges., Dornbirn.

My_1 MYLIUS, H. (1912): Geologische Karte des westlichen Rhätikon, 1:75 000. In: Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen, 1. Teil: Beobachtungen zwischen Oberstdorf und Maienfeld, Taf. XIV. – Piloty & Loehle, München.

My_2 MYLIUS, H. (1913): Tektonische Übersichtskarte des östlichen Rhätikon 1:100 000. In: Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen, 2. Teil: Beobachtungen zwischen Maienfeld und Tiefenkastel, Taf. V. – Piloty & Loehle, München.

My_3 MYLIUS, H. (1913): Geologische Übersichtskarte der nordwestlichen Glarner Alpen, 1:100 000. In: vgl. My_2, Taf. II.

O OBERHOLZER, J. (1921): Geologische Karte der Gegend von Winden bei Mollis, 1:25 000. In: BAUMBERGER, ED., GERBER, ED., JEANNET, ALPH. et al. (1923): Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *8*, Taf. XVII.

Oe OERTLE, W. (1954): Morphologische Karte [Gebiet zwischen Sitter und Thur, NW St. Gallen], 1:25 000. In: Ein morphologischer Datierungsversuch in der Ostschweiz. – Diss. Univ. Zürich.

S SAX, H.G.J. (1925): Geologische Karte der Kreidekette zwischen Bregenzer Ach und Hohem Freschen, 1:25 000. In: Geologische Untersuchungen zwischen Bregenzer Ach und Hohem Freschen (Vorarlberg). – Diss. Univ. Zürich.

Scha SCHAAD, H.W. (1925): Geologische Karte der südlichen Vorarlberger Kreide-Flyschzone 1:25 000. In: Geologische Untersuchungen in der südlichen Vorarlberger Kreide-Flyschzone zwischen Feldkirch und Hochfreschen. – Diss. Univ. Zürich.

Schu SCHUMACHER, C. (1929): Geologische Karte des nordwestlichen Rätikon, 1:25 000. In: Geologische Untersuchungen im nordwestlichen Rätikon. – Diss. tech. Hochsch. Berlin.

V VERDAM, J. (1928): Geologische Karte des nördlichen Rätikon 1:25 000. In: Geologische Forschungen im nördlichen Rätikon. – Diss. Univ. Zürich.

W WEPFER, E. (1908): Geologische Karte der nördlichen Flyschzone im Bregenzer Wald, 1:25 000. In: Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald. – Diss. Albertus Univ. Königsberg i. Pr. (Schweizerbart, Stuttgart).

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Säntis

zusammengestellt von O. A. Pfiffner

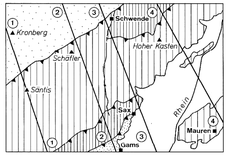
nach Unterlagen von

H. Funk, K. Habicht, Th. Kempf, M. Kobel, L. E. Schlatter und eigenen Aufnahmen

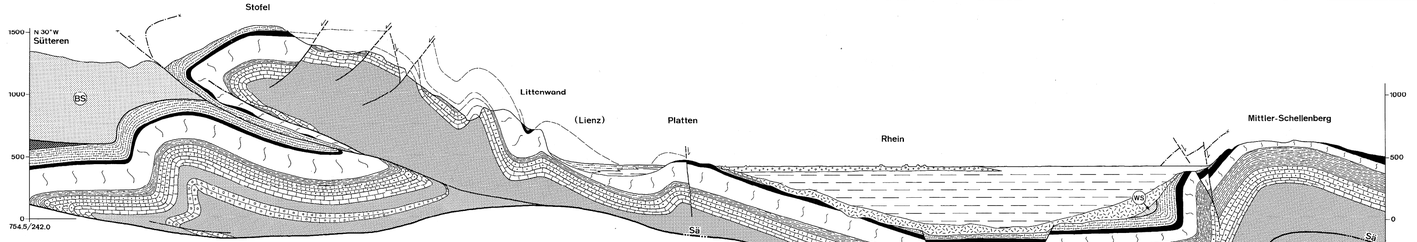
Massstab 1 : 25 000

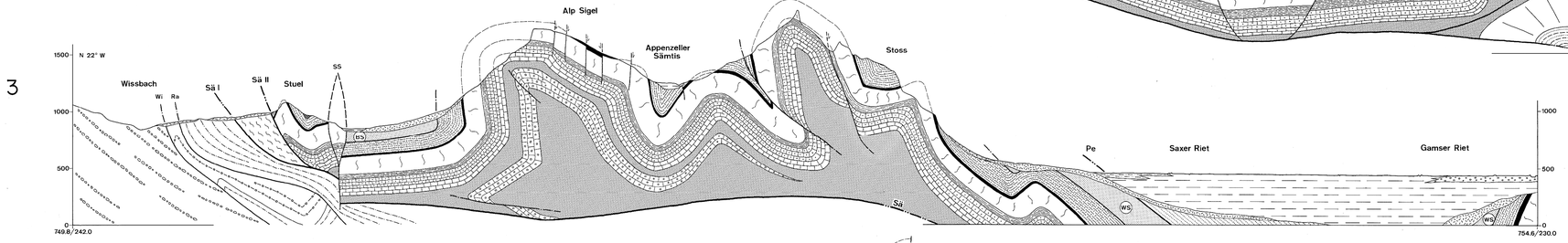
0 1 2 km

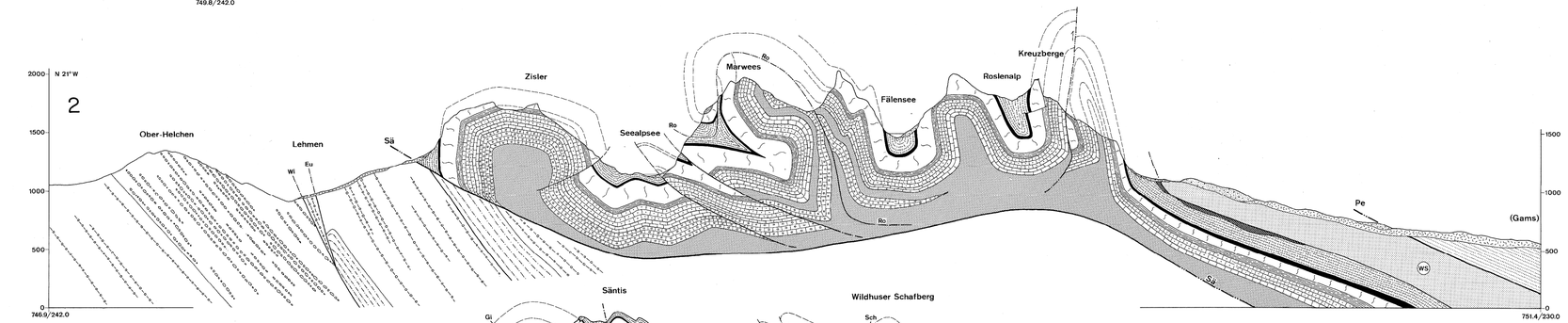
Lage der Profile

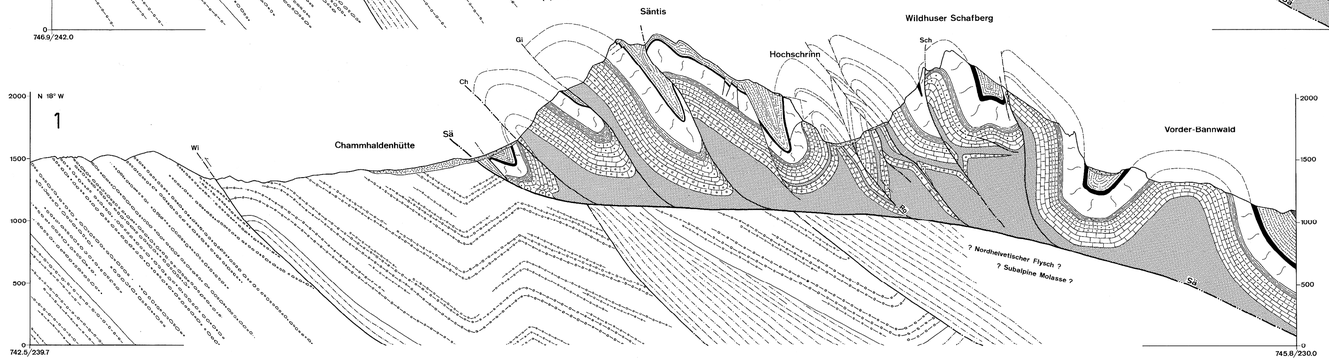


Quartär
Molasse
Schuppenzonen von Wildhaus und Brülisau
Säntis-Decke
Helvetikum
Nordpenninische Flyschserie









Verwerfung, Bruch

Auf- und Überschiebungen innerhalb tektonischer Einheiten

Hauptüberschiebungen

SS Sax–Schwende-Bruch

Ch Chammhalden-Überschiebung
Eu Eugsttobel-Überschiebung
Gi Girenspitz-Überschiebung
Ra Rachentobel-Überschiebung
Ro Rotsteinpass-Überschiebung
Sch Schafberg-Überschiebung
Wi Wissbach-Überschiebung

Gl Glarner Überschiebung
Pe Überschiebung des Nordpennikums
Sä Säntis-Überschiebung

Quartär

Hangschutt
Bachschutt
Rhein-Schotter
See- und Verlandungsablagerungen
Moräne (vorw. Grundmoräne im Rheintal)

Subalpine Molasse

Kronberg-Schichtgruppe
Wintersberg-, Ebnater- und Speer-Schichten } USM
Horwer Platten, Grisiger Mergel UMM

Helvetikum

Subalpine «Randflysch-Zone» – Nordhelvetischer Flysch

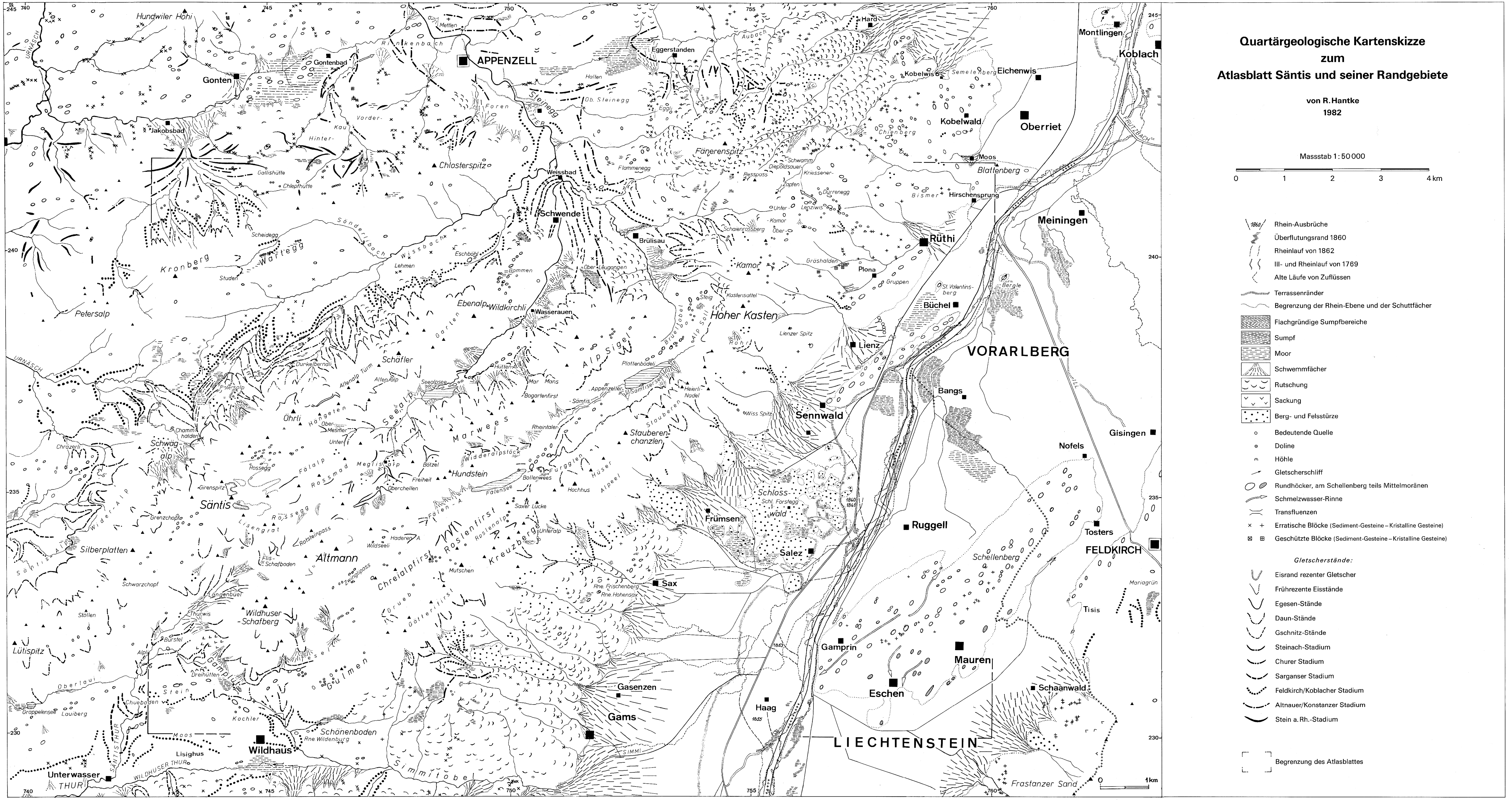
Schuppenzonen von Wildhaus (**WS**) und Brülisau (**BS**)

Tertiär (Eozän)
Seewer und Amdener Schichten
Garschella-Formation (Helvetischer Gault s. l.)
Schrattenkalk s. l.
Drusberg- und Altmann-Schichten
Helvetischer Kieselkalk
Betlis-Kalk und Pygurus-Schichten
Vitznau-Mergel
Öhrli-Kalk
Öhrli-Mergel } (Palfris-Formation im Süden)
} Säntis-Decke

Unterste Kreide
Quintner Kalk und Zementstein-Schichten
«Dogger»
} Axen-Decke (?) (unterer Glarner Deckenkomplex)

Penninikum

Nordpenninische Flyschserie


Quartärgeologische Kartenskizze
zum
Atlasblatt Säntis und seiner Randgebiete
von R. Hantke
1982
Massstab 1:50000
0 1 2 3 4 km
Rhein-Ausbrüche
Überflutungsrand 1860
Rheinlauf von 1862
Ill- und Rheinlauf von 1769
Alte Läufe von Zuflüssen
Terrassenränder
Begrenzung der Rhein-Ebene und der Schuttfächer
Flachgründige Sumpfbereiche
Sumpf
Moor
Schwemmfächer
Rutschung
Sackung
Berg- und Felsstürze
Bedeutende Quelle
Doline
Höhle
Gletscherschliff
Rundhöcker, am Schellenberg teils Mittelmoränen
Schmelzwasser-Rinne
Transfluenzen
Erratische Blöcke (Sediment-Gesteine – Kristalline Gesteine)
Geschützte Blöcke (Sediment-Gesteine – Kristalline Gesteine)
Gletscherstände:
Eisrand rezenter Gletscher
Frührezente Eisstände
Egesen-Stände
Daun-Stände
Gschnitz-Stände
Steinach-Stadium
Churer Stadium
Sarganser Stadium
Feldkirch/Koblacher Stadium
Altnauer/Konstanzer Stadium
Stein a. Rh.-Stadium
Begrenzung des Atlasblattes
APPENZELL
Gonten
Gontenbad
Jakobsbad
Weissbad
Schwende
Brülisau
Eggerstanden
Montlingen
Koblach
Eichenwis
Kobelwald
Oberriet
Moos
Blattenberg
Hirschensprung
Meiningen
Rüthi
Büchel
Lienz
VORARLBERG
Bangs
Sennwald
Gisingen
Nofels
Frümsen
Salez
Ruggell
Tosters
FELDKIRCH
Sax
Gamprin
Mauren
Eschen
Schaanwald
Gasenzen
Gams
Haag
LIECHTENSTEIN
Wildhaus
Unterwasser
Säntis
Altmann
Hoher Kasten
Kamor
Kronberg
Petersalp
Schwägalp
Silberplatten
Lütispitz
Hundstein
Schellenberg
Frastanzer Sand