

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 25.000

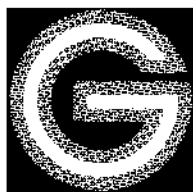
ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

110 ST. GALLEN SÜD und 111 DORNBIRN SÜD

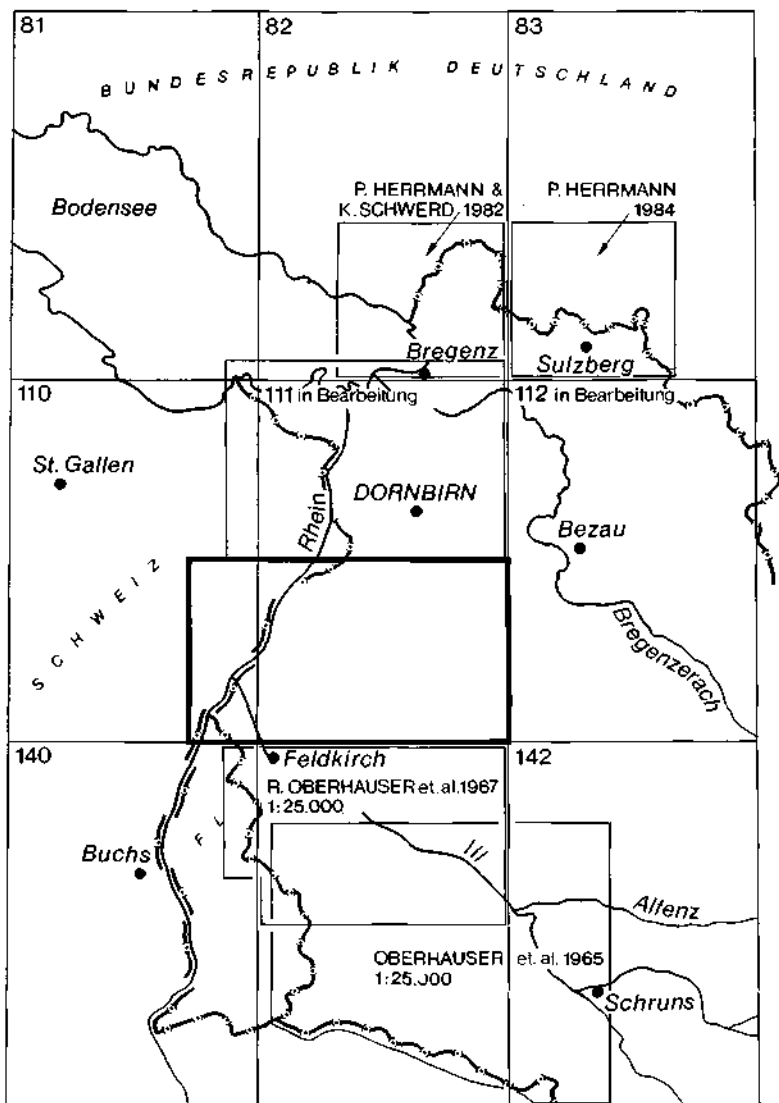
von RUDOLF OBERHAUSER
mit Beiträgen von ILSE DRAXLER (Pollenanalyse),
WALTER KRIEG (Karst, Höhlen)
und WERNER RESCH (Flußspat)

Mit 13 Abbildungen, 2 Tabellen und 4 Tafeln



Wien 1991

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23



Blätter 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Ende 1979)

Anschrift der Verfasser:

Dr. ILSE DRAXLER, Dr. RUDOLF OBERHAUSER,
Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien
Dir. Dr. WALTER KRIEG,
Vorarlberger Naturschau, Marktstraße 33, A-6850 Dornbirn
Univ.-Doz. Dr. WERNER RESCH,
Geologisches Institut, Universität Innsbruck, Innrain 52,
A-6020 Innsbruck

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-900312-79-6

Redaktion: ALOIS MATURA

Satz: Geologische Bundesanstalt
Druck: Ferdinand Berger & Söhne OHG, 3580 Horn

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	3
1. Einleitung	4
1.1. Geographischer Überblick	4
1.2. Geologischer Überblick	5
1.3. Erforschungsgeschichte	6
2. Stratigraphie	9
2.1. Helvetikum	9
2.2. Ultrahelvetikum	28
2.3. Rhenodanubikum	32
2.4. Molasse	36
2.5. Quartäre Bedeckung und Landformung (mit Beiträgen von I. DRAXLER)	37
3. Paläogeographie, Tektonik, Landschaftsgeschichte	46
4. Hydrogeologie	52
5. Karst, Höhlen (W. KRIEG)	56
6. Mineralische Rohstoffe und nutzbare Gesteine (mit einem Beitrag von W. RESCH)	58
7. Ingenieurgeologie	61
8. Exkursionsvorschläge	65
9. Literaturverzeichnis	67

Vorwort

Der österreichische und der sehr kleine Liechtensteiner Anteil der Karte wurden von mir in den Jahren 1963–1973 im Maßstab 1 : 10.000 neu aufgenommen. Für den Schweizer Anteil wurde Blatt St. Gallen–Appenzell von A. LUDWIG et al. 1949 (Erläuterungen: H. EUGSTER, H. FRÖHLICHER und F. SAXER, 1960) verwertet, ebenso die von der Schweizerischen Geologischen Kommission zur Verfügung gestellten Manuskriptkarten von P. MEESMANN. In beiden Fällen erfolgte die Übertragung bei kursorischen Begehungen im Gelände, es wurden Änderungen und Ergänzungen durchgeführt.

Unterstützung und wertvolle Informationen verdanke ich S. FUSSENEGER(t), aber auch Arnold HEIM(t), mit dem ich noch einige Begehungen machen konnte, des weiteren F. ALLEMANN, H. BERTLE, M. BLUMENTHAL(t), R. HANTKE, H. LOACKER, L. KRASSER, W. KRIEG, W. RESCH, R. TRÜMPY und seinen Schülern, u.a. K.B. FÖLLMI und G. WYSSLING, sowie R. GIESINGER, B. SCHWIZER, P. STARCK, E. VONBANK u.a..

F. ALLEMANN, R. NOTH(t), F. BETTENSTÄDT(t) und C.A. WICHER(t) unterstützten mich bei der Foraminiferenbestimmung und förderten meinen Weg zur aktiven Mikropaläontologie, K. GOHRBANDT überprüfte Eozän-Plankton, S. PREY Flyschsandschaler, H. STRADNER bearbeitete zahlreiche Nannoproben, R. SIEBER(t) Makrofossilien und I. DRAXLER Pollen und Sporen. Ausblicke zur angewandten Geologie ermöglichten mir zuerst A. JEHLE(t) und Ch. METTAUER(t). Der Witwe von Arnold HEIM, Elisabeth HEIM, verdanke ich nachgelassene Skizzen, die ich hier verwerten konnte.

Aus Platzmangel kann das Kapitel Tektonik und Landschaftsgeschichte nur in Stichworten abgehandelt werden; es erscheint ausführlich als getrennte Jahrbucharbeit. Analoges gilt für die Hydrogeologie. Diese Umstände verlangen auch hier, nur zitierte Literatur zu verzeichnen.

1. Einleitung

1.1. Geographischer Überblick

Die Karte umfaßt die Aufschüttungsebene des Bodenseerheintales beiderseits des Rheins und beiderseits der schweizerisch-österreichischen Landesgrenzen flußaufwärts des Diepoldseuer Rheindurchstichs von etwa 408 bis 430 m Meereshöhe ansteigend. Damit schließt sie auch zu den nach Südwest streichenden Inselbergen nordwestlich Feldkirch auf. Dazu kommt das von Südwesten mit dem Hohen Kasten und dem Kemor absteigende helvetische Säntisgebirge von einer Meereshöhe von etwa 1.000 m abwärts mit den nördlich vorgelagerten Kuppen des Chienberges, des Chapfes und des Semelenberges mit dem nördlich anschließenden Talrand bis in die Molasse bei Altstätten. In die Talebene beiderseits des Rheines bei Götzis ducken sich felsige Inselberge rund um den Kummern (667 m) und verbinden die Bruchtreppenlandschaft des absteigenden Ostsäntis mit dem aufsteigenden, von der Erosion zerfressenen Feltenwurf zwischen Hohenems und Hoher Kugel. Als weithin sichtbare Pyramide steht hier im kalkbetonten nördlichen Helvetikum der Staufen mit 1.465 m (1 km von der Ebene weg und schon 1 km höher als diese); der nordwestliche Vorposten des nach Süden hin zunehmend mergelbetonten Freschenstockes. Vom Staufen auf der Wasserscheide zur Dornbirner Ach nach Süden dominiert die geologisch so komplizierte Hohe Kugel (1.645 m) und der First (1.656 m), dem bis zum Hohen Freschen (2.004 m) der Hörnlegrat nachfolgt. Die das Freschenplateau unterliegenden, kleingefalteten Mergelmassen sind die Fortsetzung der über Nordost nach Osten aufsteigenden Schrätenkalkfalten um Feldkirch, welche bei Laterns in Mergel übergehen.

Von hier nach Norden verläuft als Wasserscheide zum Mellental der Binnelgrat zur Mörzelspitz hin (1.830 m) und als solche ebenso nach Südost und nachfolgend nach Süden hinein eine Bergkette ins Flyschgebirge zum Gehrenfalben (1.938 m) und dann als Wasserscheide zum Großwalsertal mit dem straßenüberquerten Furkejoch (1.760 m) weiter zur Löffelspitz (1.962 m). So hat unser Blatt im Südosten auch Anteil am Einzugsgebiet der Bregenzer Ach und der Ill. Die Entwässerung vom Westen her zum Rhein erfolgt oberhalb der Illmündung über den Werdenberger Binnenkanal und von Osten über Spiersbach, Ill und Frutz. Alle Bäche der schweizer Seite nördlich Bühel sowie alle anderen rechtsrheinischen Gewässer (auch jene innerhalb der Diepoldseuer Rheinschlinge sowie jene zwischen Ill und Frutz) wurden im Rahmen der großen Rheinregulierung von der Jahrhundertwende bis zu den 30er Jahren nach und nach über eigene Kanalsysteme direkt dem Bodensee zugeführt.

Vor allem auf österreichischer Seite sind, ausgehend von den alten Ortskernen auf den Schuttkegeln der Bäche, die Talränder bereits geschlossen verbaut, während in der Schweiz dies nicht so rasch fortgeschritten. Auch in der Rheinebene wird, soweit es die Tregfähigkeit erlaubt (neben der intensiven Grünland-Landwirtschaft) und zwar vor allem im Gebiet des Ill- und Rheinfächers, die sich seit den Regulierungen gut als Baugrund eignen, stark zunehmend gebaut, nur die Mooregebiete sind noch z.T. naturhaft. In den Höhengiedlungen zwischen 700 und 900 m und in den Streusiedlungsgebieten der Wälder im Laternser Tal und bei Ebnit dominieren noch Land- und Forstwirtschaft neben Fremdenverkehr.

1.2. Geologischer Überblick (vgl. Tafeln 1, 3, 4)

Die Faltenwellen des Helvetikums des Säntis-Churfürsten Gebirges überschreiten von Südwesten her den Rhein und streben im Einschwenken nach Osten zum Bregenzerwald, wobei ihre Achsen im Bereich der Rheinebene und längs der Dornbirner Ach deutlich eingemuldet sind. Diese Faltungen betreffen die Säntisdecke und bei Hohenems auch einen tektonisch abgetrennten Bereich einer nördlicheren Fazies. Für den Vorarlberger Anteil demonstrieren Abb. 3 und Abb. 4 von links nach rechts vom Vorland zur Tethys (= von tektonisch tief zu tektonisch hoch im Dekkengebäude) die stratigraphischen Abfolgen von der tiefsten Kreide bis ins ältere Tertiär.

Für die Säntisdecke ist in erster Linie der Wechsel vom Schrattenkalk zu den Drusbergschichten von Norden nach Süden und von Westen nach Osten Ursache dafür, daß an beiden Rheintalhängen helle Kalke die Großfaltenordnung beherrschen und im Osten im Freschengebiet düstere Drusberg-Mergel. In den innersten Faltenkernen zwischen Hohenems und Götzis sowie u.a. im Mellental sind eher grau bis bräunlichweiß verwitternde Kiesel- und Valangienkalke ebenfalls landschaftsprägend und analog von Norden nach Süden zunehmend von Mergeln begleitet.

Für die Tonmergel und sandigen Mergel der mittleren und höheren Oberkreide, Amdener- und Wangschichten, für die gering mächtigen Grünsandsteine der Mittleren und Oberen Kreide und des Paleozän-Eozän gilt, daß sie von Norden nach Süden mit der tiefer werdenden europäischen Plattform in mergeligere bis kalkmergeligere Bildungen übergehen. Im Eozän wandert die Flyschfazies von Süden her den Globigerinenmergeln entgegen. Die Grünsandbildungen und der Seewerkalk wurden sehr langsam sedimentiert, bzw. war immer wieder Erosion und Sedimentationsstillstand, was in der Unterkreide Phosphoritknollenlagen mit Fossilien aufzeigte.

Im Gebiet der Hohen Kugel, der Alpe Müsel, bei Zwischenwasser NE Rankweil, oberhalb Übersaxen und im Höhenzug Furx - Alpwegkopf und längs des Lesewegs über Saluver - Garnitza nach Gävis etc., aber auch westlich des Rheins bei Eichberg wurden Elemente der Schuppenzone (Liebensteiner Decke) von der Erosion verschont. Von der Oberkreide bis ins Eozän verstärkt kalkmergelig und zunehmend sandfrei, sind es Sedimente des äußeren Schelfs der Europäischen Plattform.

Vereinzelt umhüllen die Gesteine der Liebensteiner Decke Bildungen der Wildflyschzone u.a. auf der Hohen Kugel, welche im Blattbereich Paleozän-Eozän-Ablagerungen des Kontinentalabhanges bzw. eines anschließenden Tiefmeeres belegen (am besten östlich Übersaxen). Darüber liegen tiefmeerische Kreide-Flyschablagerungen des Rhenodanubikums, den südöstlichen Blatt-Teil einnehmend. Einzelne Klippen bilden die Gipfel der Hohen Kugel und der Müselalpe; Einfaltungen zeigen sich im Schuler Tobel am Rheintalrand NE Rankweil. Die Bohrung Hohenems-Landhaus erfaßte Fortsetzungen der Nördlichen Flyschzone bei Dornbirn im Untergrund der Rheinebene.

Diese Vorkommen beweisen, daß vorab der mit dem Oberen Oligozän massiv einsetzenden Erosion, eine durch Aufschubung vom Eozän zum Oligozän verursachte geschlossene Flyschbedeckung vorlag, mit teilweise noch aufreitenden Kalkalpen.

Aus dieser Überlagerung wurde u.a. über das damals noch nicht eingebrochene Rheintal hinweg, die im nordwestlichen Eck des Blattes dokumentierte Molasse aus Tonmergeln, Sandsteinen und Nagelfluh vom Oberen Oligozän bis zum Miozän beliefert, so die Sommersbergnagelfluh noch im Mittelmiozän.

Schon während der Molassesedimentation beginnend und ihr nachfolgend – und damit die jüngere Innere Molasse als tektonischen Körper mit betreffend – bilden sich im Miozän die eingangs erwähnten Faltenwellen als Ausdruck einer Verformung im tieferen Stockwerk eines Deckengebäudes.

Vom Miozän zum Pliozän wird, bedingt durch den Aufstieg der westlichen Ost- und der Westalpen, intensiv weiter erodiert und dabei die Abtransport-Richtungen von NW nach NNE umgestellt und es entsteht nach und nach das heutige Rheintal.

In den Eiszeiten war es wiederholt bis in Höhen von 1500 m (und mehr) vom Eisstrom durchschürft, und, vielleicht mit tektonischer Mithilfe, bis ca. 300 m unter Meeresniveau hinab, dies im Bereich nördlich des Kummens.

Während des Eisaufbaus wurde immer wieder Grundmoräne herangeschürft und beim Abschmelzen abgelagert und freigelegt, wurden Nebentäler und Hangmulden angestaut, in ihnen Schutt gewaschen, transportiert und abgelagert sowie hangparallele Wasserwege eingefurcht, die heute als Trockentäler auffallen.

Auf etwa ± 400 m bildete sich nach dem Abschmelzen immer wieder ein talfüllender Rheintalbodensee aus, der jeweils im Laufe der Jahrtausende verlandet und in dessen Verlandungsebene nun nach der Würmeiszeit der Mensch als geologischer Faktor besonders intensiv wirksam ist.

1.3. Erforschungsgeschichte

Da auf unserem Kartenblatt auf einer klassischen Route für die Querung der Alpen von Norden her zum ersten Male mit dem Breiten Berg und der Staufenspitze ein hohes Felsengebirge an die Rheinebene herantritt, fand dieser Alpenteil schon früh Aufmerksamkeit. Den Angaben von R.J. MURCHISON (1849) folgend, erkennt A. ESCHER schon 1853 „Überkipungen, die stärker sind, als man sonst kaum irgendwo kennt“ und sieht auch schon den Zusammenhang der Kreidekette nördlich von Götzis mit dem Säntisgebirge. K.W. GÜMBEL (1856 und 1861) sieht das Helvetikum als ein großes nach Norden und Süden unter den Flysch untertauchendes Hauptgewölbe mit zahlreichen Wellen als sekundäre Faltung. 1857, 1859 und 1861/62 befaßt sich auch R. v. RICHTHOFEN eingehender mit den Haupt- und Nebenwellen sowie mit den „queren Berstungen“, denen die Wasserläufe folgen. Ab 1875 berichtet M. VACEK über die geologische Landesaufnahme für die Reichsanstalt und bietet schon 1879 eine Spezialstudie, in der er über den Faltenverlauf im Helvetikum referiert und diesen in Schnitten darstellt, die Abnahme der mergeligen Ablagerung nach Norden, Westen und Südwesten zur Zeit des Urgon erkennt und so den Fazieswechsel quer zu den Falten. Wie R. v. RICHTHOFEN vor ihm ist er noch darüber im Irrtum befangen, daß die Vorarlberger Kreideketten nach dem Ende des Mesozoikums und nach dem Rückzug eines ersten

Eozänmeers landfest geworden wären und quasi als Damm im nachfolgenden Flyschmeer figurierten.

Den nächsten bedeutenden Fortschritt erbrachte E. BLUMER (1905, 1922) mit seiner Monographie des Säntisostendes. Nach ihm setzt eine sich zur Decke entwickelnde Hochkastenfalte nach ihrem Einbruch im Rheintal sich in mehrere Falten verzweigend und allmählich wieder ansteigend nach Nordosten fort. In der Mulde von Fraxern vermutet er richtig die Fortsetzung der zwischen Säntis und Churfirsten liegenden Mulde von Wildhaus. So konnte dann die um die Jahrhundertwende sich etablierende Deckentheorie, indem sie die Säntisdecke als allochthonen Körper erkannte, mit ihrer Durchverfolgung nach Osten gleich mit über den Rhein exportiert werden. Von A. ROTHPLETZ (1900) bis O. AMPFERER (1940) wird immer wieder versucht, einen späten Ostwestschub der Ostalpen für eine tektonische Anlage des Rheintals verantwortlich zu machen. Auch bedurfte es noch einiger Anstrengungen bis man bezüglich des Deckenbaues des Flysches und der zu ihm vermittelnden Schuppenzone klarer sah.

Hier gelang dann P. MEESMANN (1925) ein großer Durchbruch, als er, einer Anregung von Arnold HEIM (1923) folgend, seine Hochkugeldecke aufstellte, der er die dort den Wangschichten aufgeschobene Unter- und Oberkreide südlicher Fazies, den Wildflysch mit den exotischen Blöcken und den noch für Tertiär gehaltenen Gipfflysch (normal stratigraphisch aufsteigend) zuordnete. Den gesamten Vorarlberger Gebirgsanteil unserer Karte deckt die Dissertation von G. v. MERHART mit einer Farbkarte. Sie wurde in den Jahren 1911–1913 erarbeitet und verfaßt, konnte aber infolge von Kriegsdienst und sibirischer Gefangenschaft von ihm erst 1926 herausgebracht werden. So wurde er durch die erst in den Nachkriegsjahren erstellte hervorragende Dissertation von P. MEESMANN aber auch durch jene von H.W. SCHAAD und H.G. SAX, beide auch im Jahre 1925 gedruckt, überholt und Resultate vorweggenommen. Letztere Arbeiten betreffen südliche und östliche Teile unseres Blattes, führen die moderne Schweizer Stratigraphie ein und bieten Schnitte und gute Buntdruckkarten.

Meilensteine sind die Arbeiten von Arnold HEIM, E. BAUMBERGER & S. FUSSENEGGER (1932) bezüglich Jura und Unterkreide sowie von Arnold HEIM, O. SEITZ & S. FUSSENEGGER (1934) bezüglich der Mittelkreide der Helvetischen Alpen beiderseits des Rheines. Dabei ermöglichte die massive Sammeltätigkeit S. FUSSENEGGER's, den paläontologischen Nachweis stratigraphischer Kondensationsphänomene und bedingt einen höheren paläontologischen Erforschungsstand im Vorarlberger Kartenteil. Die paläontologische Aufarbeitung der Oberkreideaufsammlungen erfolgte durch L. RIEDEL (1940), jene der Eozänfossilien durch J. BÖHM (1937; leider nur als Liste ohne Fundpunkte). Aufgrund regionaler Vergleiche und mikropaläontologischer Dünnschliff-Untersuchungen erkannte E. KRAUS (1929) das Kreidealter des Flysches woraus sich ergeb, daß er fernüberschoben sein mußte. Im Gegensatz zu seinem wissenschaftlichen Widerpart M. RICHTER (1925) verkannte er jedoch den Überschiebungscharakter jener später durch letzteren als Liebensteiner Decke zusammengefaßten Schuppenzonen und sah in ihnen nur Differenzierungen innerhalb der Jungschichten der Säntisdecke. In die schwärzlichen Ruschelzonen des Wildflysch interpretiert er sein großartiges Walzstockwerk der Flyschunterschiebung. Heute wissen wir, aufbauend auf den Arbeiten von H.P. CORNELIUS (1921–1927), in der Feuerstätter Klippenzone von einer eigen-

ständigen Stratigraphie, deuten das Wildflyschblockwerk als primär olisthromatisch, und legen die eher unauffällige Überschiebungsfläche zwischen mitteloazänen Globigerinenflysch und Basisserie (= Otterschwanger Schichten). Eine auch aus heutiger Sicht eindrucksvolle paläogeodynamische Synthese bietet E. GRÜNVOGEL (1940).

Den nächsten großen Fortschritt für die Flyschforschung brachten M. BLUMENTHAL (1936) und, seine Vorstellungen paläontologisch untermauernd, F. ALLEMANN, R. BLASER & P. NÄNNY (1951), als sie die durch E. KRAUS (1932) eingeführte Zweiteilung der Südlichen Vorarlberger Flyschzone in eine Sigiswanger und eine Oberstorfer Decke durch Oberkreideforaminiferenfunde aus vordem in letzterer vermuteter Unterkreide für Vorarlberg zu Fall brachten, sodaß wir hier nun nur noch von einer Decke sprechen, mit der dann in Liechtenstein das Westende des geschlossenen Vorkommens der Rhenodanubischen Flyschzone erreicht wird. M. RICHTER referiert dann 1956 zusammenfassend über den Forschungsstand in den Flyschen und der Verfasser 1953 und 1958 über die Hohe Kugel. Fortschritte zur Stratigraphie der Liebensteiner Decke erbrachten H.Ch. HÖFLE (1971) und zur Feuerstätter Decke P. EGGERT (1977). All dieser Fortschritt ab 1929 und vor allem in den 40er, 50er, und 60er Jahren und weiterhin war nur durch begleitende Mikropaläontologie möglich (hier hat vor allem F. BETTENSTAEDT große Verdienste), wobei dann noch die Nannopaläontologie H. STRADNER's dazutrat. Von meinen Fossilfunden in Dünnschliffen gelangte eine kleine Auswahl im Rahmen der Microfacies Austriaca (A. PAPP et al., 1970) zur Dokumentation.

Blatt St. Gallen-Appenzell 1 : 25.000 (A. LUDWIG et al., 1949) diene als Unterlage, insbesondere für die Molasse. Bezüglich der Erforschungsgeschichte wird auf H. EUGSTER et al. (1960) verwiesen (vgl. Vorwort!). Beide Talseiten betreffend konnte H. FRÖHLICHER (1961) Korrekturen bezüglich A. HEIM (1932) anbringen, ein Schnitt aus seiner Arbeit wird übernommen (Abb. 13). Blatt Säntis 1 : 25.000 (H. EUGSTER et al., 1982) betrifft den südwestlichen Talrand und hat mehr Informationswert als meine Überarbeitung der MEESMANN-Manuskripte.

Einen bedeutenden Impuls zum Verständnis der Genese der Schuppenzone (= Liebensteiner Decke) erbrachten P. FELBER und G. WYSSLING (1979) in dem in Südosten anschließenden Gebiet, wo sie am Sünserkopf Nord-Süd-Ableitungen während oder unmittelbar nach dem Mitteloazän nachwiesen und mich dadurch ermutigen, analoge Beobachtungen über Eozänmergel-Einschaltungen in der vorliegenden Karte ähnlich zu interpretieren und darüber hinaus generalisierende Überlegungen anzustellen. Wichtige erste Resultate bezüglich des Seewergrünsandes erbrachte K.B. FÖLLMI (1981).

Zur Geschichte des Bodenseerheintales, seiner tektonischen Anlage, seiner vorzeitlichen Hydrographie und seiner Auflandung haben vor allem A. ROTHPLETZ (1900), W. SCHMIDLE (1922 und 1941/42), P. MEESMANN (1925) O. AMPFERER (1940) wie auch J. BLUMRICH (1941/42) beigetragen. Allen voran ist jedoch die im Zusammenhang mit der Rheinregulierung stehende Monographie von P. KRAPP (1901) zu nennen; Zur Geschichte des Rheins zwischen Bodensee und Ragatz. Bezüglich der Vereisungen und der damit zusammenhängenden Ausgestaltungen des Rheintales und seiner östlichen Zubringer ist L. KRASSER (1939 und 1940) zu nennen, später M.J. BIK (1960), C. SMIT SIBINGA mit Schülern (1965), R. HANTKE (1970, 1979, 1983, 1987), A.L. SIMONS (1985), M. EBERLE (1987), E. KRAYSS und O. KELLER (1983, 1987), O. KELLER (1988) sowie L. de GRAAFF

(1986, 1989). Mehr von hydrogeologischen Fragestellungen ausgehend befaßten sich u.a. F. SAXER 1969, P. STARCK und der Verfasser (1970) sowie H. LOACKER in E. WEBER (1978). W. KRIEG (1983) erörtert im Umraum von Hohenems diese Problematik. Besonders aktualisiert wurde das Problem der glazialen Übertiefung des Bodenseerheintals und seiner Verfüllungsgeschichte durch das sensationelle Resultat der Bohrung Hohenems-Landhaus wo 1980 auf eine Distanz vor nur 1,6 km von Talrand weg erst in 592 m Tiefe, also etwa 180 m unter Meeresniveau, der vorquartäre Untergrund mit Reiselberger Sandstein angetroffen wurde.

Exkursionsführer 4 der Wandertagung 1986 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Dornbirn brachte einige Graphiken dieser Erläuterungen im Vorausdruck, wie Tafel 3 und 4 und auch stratigraphische Tabellen. Das Heimatbuch von Hohenems (1982) hat als Beilage unser Blatt Dornbirn, jenes von Götzis (1988) noch zudem die Farbbeilagen Tafel 1 (Tektonische Übersichtsskizze) und Tafel 2 (Die Hohe Kugel 1 : 10.000); das Museum in Koblach zeigt die Kummern-Schnitte. Die Arbeiten der TRÜMPY-Schüler K.B. FÖLLMI (1984, 1986, 1989a,b) sowie von G. WYSSLING (1984, 1986) konnten für die Erläuterungen einer schon 1982 gedruckten Karte nur noch eingeschränkt verwertet werden, jene von D. BOLLINGER 1988 nicht mehr. Es wird getrennt auf diese Arbeiten eingegangen.

2. Stratigraphie

2.1. Helvetikum

Säntisdecke, Altschichten (das Faltengerüst bildend)

Zementsteinschichten; Tithon, 01

Aufgrund von im Kanisfluhgebiet horizontiert aufgesammelten Ammoniten und von Tintinniden wurde von P. FELBER & G. WYSSLING (1979) die Jura-Kreidegrenze etwa in die Mitte der Zementsteinschichten gelegt. Sie nehmen für sie eine Mächtigkeit von 65 m an und bezeichnen dabei das untere Valangien als Berrias. Da unser Einzelaufschluß wohl höheren Anteilen zugeordnet werden sollte, ist für ihn ein Alter von unterem Berrias zwar naheliegender als oberes Tithon, eine sichere Zuordnung noch zum Jura oder schon zur Kreide ist jedoch nicht möglich. Der Fundpunkt befindet sich 40 m abwärts der Gabel Mellenbach – Haslachbach im Bachbett. Es finden sich flaserig-knollige, im Bruch dichte Kalkbänke von dunkler Quintnerkalk-Farbe mit dunklen Mergelschieferlagen. Der Dünnschliff ergab *Calpionella ex gr. alpina*.

Valangienmergel; Unter bis Mittelvalangien, 00

Von P. FELBER & G. WYSSLING (1979) wird für diesen von A. HEIM (1933) verwendeten Gesteinsnamen der Name Palfrisschiefer verwendet und ihnen im Kanisfluhgebiet eine Mächtigkeit von ca. 300 m zugeschrieben, was ich auch für den Mellentalanteil meines Blattes für vertretbar halte. In den Aufbrüchen des Rheintalrandes beiderseits des Rheins sowohl im Hochkastengewölbe westlich Oberriet, als auch im Götzner Gewölbe, im Staufenspitzen-Gewölbe, am Schloßberg und in der Hohenemser Falte sind ihre Mächtigkeiten nur mit Problemen abzuschätzen aber vermutlich ge-

ringer, (etwa 100–200 m, jedoch in Hohenems sicher weniger als 50 m). Sie wechseln mit knolligen Kalkbänken, die bräunlich verwitternde oft mehrere Meter mächtigen Oolithkalklagen mit viel Muschelschill beinhalten. Am Eingang der Örfaschlucht in Götzis befindet sich eine Mergelkalkbank mit *Exogyra couloni* (P. MEESMANN, 1925, S. 9), welche E. BLUMER (1905, S. 566) zusammen mit *Lima dupiniana* auch nordöstlich unterhalb des Kapfes westlich Oberriet fand. In Schlammproben fielen *Lenticulina nodosa* und Ostradoden der Gattung *Protocythere* auf.

Valangienkalk mit Diphyoidekalk; Obervalangien-Hauterive, 59

Im Mellental schalten sich zwischen Valangienmergel und Kieselkalk 15–30 m mächtige, helle, kalkige Mergel und damit wechselnd feinkörnige dünnbankige, ebenflächige Kalke ein, welche wie Kreide abfärben; sie erinnern etwas an Seewerkalk und führen im unteren Teil etwas Glaukonit. P. FELBER & G. WYSSLING erkannten aufgrund reicher Cephalopodenfunde südlich der Kanisfluh (vor allem *Crioceratites* und Aptychen), daß der Diphyoidekalk vom Oberen Valangien bis ins Mittlere Hauterive reicht. Dönnsschliffe zeigen neben Glaukonit häufiger zeilig und kugelig gebaute Radiolarien sowie Schwammnadeln.

So vertritt die Diphyoidekalkentwicklung bezogen auf die Rheintalaufschlüsse in den nördlichen Anteilen der Säntisdecke nicht nur den Valangienkalk im Sinne von P. MEESMANN (1926) bzw. Betliskalk nach A. HEIM (1933), sondern auch die überlagernde, phosphoritknollenführende Ammonitenbank des Grenzgebietes Valangien-Hauterive in den Rheintalrandaufschlüssen im Westen. In den Kieselkalkvorkommen des Dornbirner Ach-Gebietes und im Fröhdischtal wird der Kieselkalk nicht mehr ausreichend tief geöffnet, sodaß wir nicht wissen, ob und wie weit Diphyoidekalk im Faltenverlauf nach Westen und Südwesten weiter zieht.

Valangienkalk; Obervalangien, 58

Die Staffelbrüche des absteigenden Hochkastengewölbes westlich Oberriet (Abb. 13), die Steinbrüche der Kummennordseite (Abb. 1) sowie die Hangend- und Liegendschenkel der Falte von Götzis bis nach Ebnit exponieren wiederholt, nachfolgend Valangienmergeln 20–30 m Valangienkalk (= Valangienkalk bei H. EUGSTER et al., 1960, und Betliskalk bei A. HEIM et al., 1933). Oft stärker eisenschüssig bräunlich verwitternd, im frischen Bruch grau, unregelmäßig gebankt, manchmal voller Muschelschill, oolithisch und z.T. spätig zeigt er im Schliff Foraminiferen wie *Trocholina* z.T. im Kern der Ooide in *Coscinoconus*-Erhaltung (A. PAPP et al., 1970, T. 44, Fig. 3,4). Allgemein härter als Schratzenkalk zeigt er vereinzelt Kieselkalk-Anklänge durch kieselige und schwach glaukonitische Lagen. Am Staufenspitzen Gipfel aber auch im Liegendschenkel der Falte von Hohenems schwillt er bis auf gegen 130 m Mächtigkeit an, wobei beim Spitzenegg-Steinbruch in Hohenems in der Basis der jüngeren Anteile der Inversfolge eine mergelige Bivalvenbank von *S. FUSSENEGGER* ausgebeutet wurde (A. HEIM et al., 1933, S. 172) und *Requienia* aus späten, älteren Anteilen gemeldet wird. Es ist wahrscheinlich, daß die großen Kalkmächtigkeiten im Norden und Nordwesten nicht nur dem Obervalangien zuzuzählen sind, sondern daß auch das tiefere Valangien und Berrias zunehmend verkalkt. Der Valangienkalkaufschluß unter dem Kieselkalk in der Übleschlucht, wie er in der Karte verzeichnet ist, muß als zweifelhaft gelten. Auf die Revision mit Einführung der Örfloformation von G. Wyss-

LING (1986) muß ohne Diskussion im wesentlichen zustimmend verwiesen werden, was auch für den Kieselkalk gilt.

Kieselkalk; Hauterive-Unterbarrême, 57

Im Mellental ein sich aus dem Diphyoideskalk entwickelnder, über 100 m mächtiger, gut gebankter, kieselsäurereicher, oft spätiger Kalk, z.T. mit harten Schiefen wechselnd und in mittleren Partien reichlicher Glaukonit führend. Im Dornbirner Ach-Gebiet in den Faltenkernen südlich der Alpe Nest sowie im Achrein und Valorsch hochkommend, im Schönen Buchwald und vom Rinderegg zum Fröhdischboden dann tiefer aufbrechend, erscheint er für den Südtel des Blattes ein letztes Mal in der Übleschlucht unterhalb Vorderlaterns. Möglicherweise sich hier bis auf seine Basis öffnend (?), finden sich etwa 70 m dünnbankige, klingend harte Abfolgen mit fallweise Schieferlagen und darüber 8–12 m massiger, glaukonitreicher Kalk: vielleicht schon ein Äquivalent der Altmanschichten?

In den Rheintalrandaufschlüssen der absteigenden Hochkastenfalte, im Inselbergzug und in der Götzner Falte treten die schieferigen Einschaltungen deutlich zurück und nimmt seine Mächtigkeit von Westen nach Osten allmählich ab. 75 m im Steinbruch am Chapf westlich Oberriet und am Kummern schon weniger, reduziert er sich in der aufsteigenden Götzner Falte am Talrand auf etwa 35 m und im Achsenabstieg zur Dornbirner Ach auf der Hinterbergalpe nördlich Ebnit dann auf 1–2 m. Analoges gilt für das Staufenspitzengebölge, wo er am Ranzenberg noch etwa 10–15 m aufweist und mit einer Belemniten-führenden Grünsandbank endet. Nur 1 km weiter nordöstlich in Schuttannen setzt er jedoch schon völlig aus, wie auch im anschließenden Staufengipfelprofil. Allerdings meldet er sich wieder mit bescheidenen Relikten in den Gräben 250 NNE des Gipfels.

Im Breitenberg-Nordwestabsturz finden sich unterm "Satz" etwa 10–15 m eher grobbankiger, klingender harter Kieselkalk, der schon außerhalb des Blattes im Feientobel an seiner Basis auf zwei Bänke verteilt, reiche Ammonitenfaunen des Hauterive in Steinkernerhaltung geliefert hat (vgl. A. HEIM et al. 1933, S. 176–178, 203, 204). Im Dach fand sich dort mit dem 8 m mächtigen Kieselkalk verwachsen, eine 0,2 m dicke Phosphoritknollenbank mit Unterbarrême-Ammoniten (S. 208): wohl die Altmannbank. In den Aufschlüssen des Götzner Gewölbes ergaben die Bestimmungen von E. BAUMBERGER in der gleichen Arbeit in der Örfachschlucht für den Hangendschenkel und am Sonderberg (= Zunderberg) für den Liegendschenkel für die Kieselkalkbasisfossilbank mit glaukonitischen Schlieren und Phosphoritknollen Ammonitenfaunen des tiefen Heuterive, die sich um *Neocomites neocomensis* und seine Varietäten gruppieren und Kondensation ab dem obersten Valangien nicht ausschließen. Eher bescheidene Faunen lieferte die Kieselkalkbasis der Schweizer Telseite (H. EUGSTER et al., 1960, S. 8). Die Altmannbank fällt am Nordwesteck des Blattenberges und am Kummern auf (A. HEIM et al., 1933, S. 197, 207).

Die Hohenemser Falte zeigt über bzw. invers unter dem Valangien etwa 15 m spätigen, grünsandigen, dem Brisendstein nicht unähnlichen Kieselkalk, der früher in Kavernen für Pflastersteine etc. abgebaut wurde. Darüber bzw. darunter folgen dann 10 m typischer Kieselkalk mit Kieselknauern im Übergang zu den wenigen mächtigen Drusbergschichten am

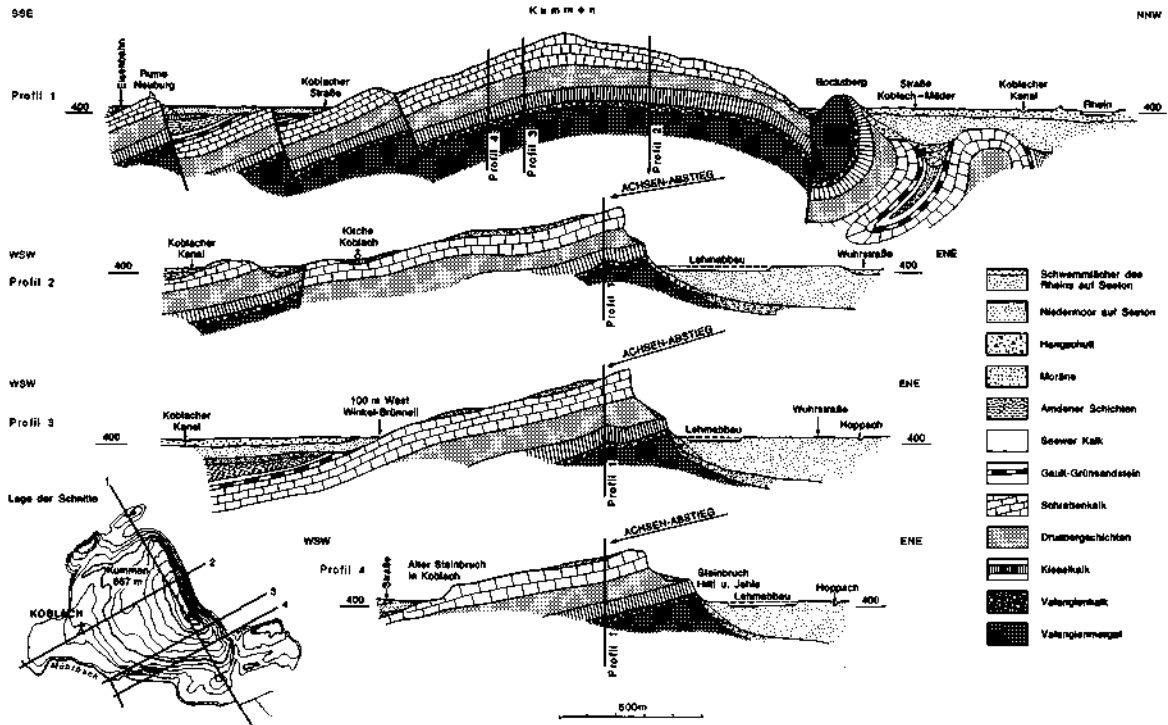


Abb. 1: Schnitte durch den Kummern bei Koblach (R. OBERHAUSER, 1982).

Schloßbergsüdende mit *Desmoceras difficile* des Unterbarrême (A. HEIM et al., S. 208), die Abfolgen wurden von G. WYSSLING (1986) revidiert.

Allgemein zeigt der Kieselkalk bei oft starker Vegetationsbedeckung, ebenflächige Schichtung und Tendenz zu polygonaler Absonderung, was ihn zur Pflastersteinerzeugung geeignet macht. Seine Anwitterungsfarben sowohl im Aufschluß als auch im Fallstück sind düster. Er zeigt sowohl klastischen als auch diffus verteilten, autigenen Kieselsäuregehalt, der den Karbonatgehalt unter 50 % hält. Durch Kalklösung über längere Zeiträume bilden sich daher, ohne daß Kanten abbröseln, bis dm-dicke, im Innern oft rostbraune Krusten aus. Trotzdem kam es untergeordnet zur Verkarstung und zur Ausbildung von Dolinen, u.a. auf der Kobelalp im Mellental: im Gebiet der Diphyoideskalk-Entwicklung.

Drusbergsschichten; Mittelbarrême–Unterapt, 56

Eine sich über der glaukonitreichen Altmannbank oder unmittelbar auf Kieselkalk auflagernde Mergel- und Mergelkalkabfolge, welche nach oben in den Schrattenkalk übergeht bzw. ihn auch seitlich vertreten kenn. W. ZACHER (1973) befaßt sich ausführlich mit der Barrême–Apt-Schichtfolge des Kartengebietes und P. FELBER & G. WYSSLING (1979) förderten die stratigraphische Abklärung im südöstlichen Anschluß. W. FUCHS (1981) gelang mit seiner Foraminiferenmonographie vom Ranzenberg bei Hohenems eine genaue Festlegung des Einsatzes der Mergelsegmentation mit tiefem Mittelbarrême, was J. WIEDMANN (1977, S. 136) durch seine von dort abgebildeten Ammonitennuclei *Karsteniceras beyrichii* (KARSTEN) und *Almahadites cf. subcamelinus* WIEDMANN bestätigen konnte. Diese Faunen stammen aus der meist stärker tonmergeligeren Basis der Drusbergsschichten, in der ich am Blattrand bei Oberklien und H. BOSSERT (siehe P. FELBER & G. WYSSLING, 1979, S. 68) im Gebiet südlich der Canisfluh *Conorotalites bartensteini intercedens* nachweisen konnte sowie H.W. SCHAAD (1925, S. 7) bei Laterns noch *Desmoceras cf. difficile* meldet. Zwar lassen sich auch höher in den Drusbergsschichten Foraminiferen, Radiolarien und vor allem Ostrakoden nachweisen (R. OBERHAUSER, 1963, S. 7) sowie auch vereinzelt Brachiopoden und Ammoniten, so ist aber dennoch die Obergrenze der Drusbergsschichten mangels Leitfossilien nur schwer zonenmäßig einzuordnen und sicherlich auch im Bereich des Kartnblattes sehr heterochron.

Über der namentlich im Nordwesten so fossilreichen Basis liegt in der Hohenemser Falte und im Breitenbergabsturz sich auf 10 bis 20 m reduzierend jedoch im Südosten im Freschengebiet bis auf etwa 300 m an-schwellend, die typische Mergelkalk-Mergel-Wechselagerungsfolge, eher unebenflächig aneinanderstoßend und im Regelfall im 20–30 cm Rhythmus; häufig wittern Pyritgeoden aus. Bei Annäherung an den Schrattenkalk von unten bzw. im Streichen von der Seite, schwellen die Mergelkalkbänke an und werden dem Schrattenkalk immer ähnlicher um letztlich in ihn überzugehen. Westlich des Rheins, im abtauchenden Hochkastengewölbe kommt den Drusbergsschichten noch eine Mächtigkeit von 30 bis 40 m zu, wobei lokal auch eine Reduktion auf ca. 15 m Mergelkalk ohne deutliche Wechselagerung erfolgen kann.

Im Durchbruch der Dornbirner Ach und ihrer Nebenbäche durch die Fortsetzung des Götznertal-Gewölbes im Gebiet des Hohen Knopf fand sich im oberen Drittel der hier von Götzis her schon von 60 auf etwa 150 m angeschwollenen Drusbergsschichten im Bachbett der Kobelach bei der Brücke neben Bivalven, Seeigeln und Belemniten riesige Crioceren (A.

HEIM et al., 1933, S. 209). Schon im nächst südlichen Faltenzug, in dem von der Mörzelspitz herunterkommenden Bach auf 1.000 m NN, taucht der Schrattekalk in die Drusbergsschichten hinein ab, wie man auch im Graben von Hinterschanern zur Dornbirner Ach hinunter feststellen muß. Demnach könnten die obersten Drusbergsschichten im Mörzelspitzkamm jünger sein als der Schrattekalk des Hohen Knopf und des Bocksberges. Am Fahrweg nach Unterfluh beim Wasserfall schalten sich jedoch wieder etwa 7 m unreiner Schrattekalk zwischen Drusbergsschichten und Gault ein und in derselben Position finden sich Schrattekalkrelikte westlich der Binnelalpe mit Fortsetzungen in Richtung Jagdhütte am Freschenwestgrat: die faziellen Verzahnungen sind also sehr komplex.

Schrattekalk; Mittelbarrême-Unterapt, 55

Es handelt sich in seiner massigen Entwicklung um einen hellgrauen bis leuchtend weiß verwitternden Kalk, der in langgezogenen Felsabstürzen durchs Waldgebirge beider Rheintalseiten zieht und auch mit seinen verkarsteten Oberflächen durchschimmert, dabei mit wenig Mühe Faltenbau und Brüche erkennen lassend. Seine weniger auffällig gefärbten unebenflächig dünnbankigen Anteile liegen in der Regel an der Basis gegen die Drusbergsschichten hin und sind oft schuttbedeckt. Sie stellen sich aber auch im seitlichen Übergang vom Rheintalrand her gegen das Mellental und gegen den Hohen Freschen hin ein, indem sie in die den Schrattekalk vertretenden oberen Drusbergsschichten dort übergehen. Dabei verliert sich der Schrattekalk vom nördlichen Rheintal her von ca. 65 m am Breiten Berg und ca. 80 m im Götzner Gewölbe unter dem Synklorium mit Flysch hindurch quer zum Streichen bis zum Mörzelspitznordhang und zum Hohen Freschen, z.T. in die obersten Drusbergsschichten hinein auskeilend, zum Teil auch über sie hinweg verkümmert, nach und nach völlig. Bei noch 50 m bei Feldkirch (Abb. 2) messen wir im Faltenverlauf bleibend im Vorderlaterns etwa 20 bis 15 m, wobei er dann unter den Jungschichten der Nob hindurch völlig verschwindet, was allerdings auch zu Lasten der Eozäntransgression gehen könnte, denn wenig weiter nordwestlich vom Mühltofel über Dafins und den Rotwaldkopf blieb ein bescheidener Schrattekalk zwischen Drusbergsschichten und Gault erhalten. Er hat dann in dieser Position Fortsetzungen über die Binnelalpe bis nach Obersehren am Blattrand. Dort ergibt sich dann, daß der von Norden in die Drusbergsschichten hinein abtauchende Schrattekalk und der von Feldkirch her über sie hinweg verkümmerte, nicht gleich alt sein dürften.

Unter Hammerschlag mit wenig Widerstand unregelmäßig brechend, ist der Schrattekalk im Bruch graugefärbt, teils feinkörnig klastisch, teils

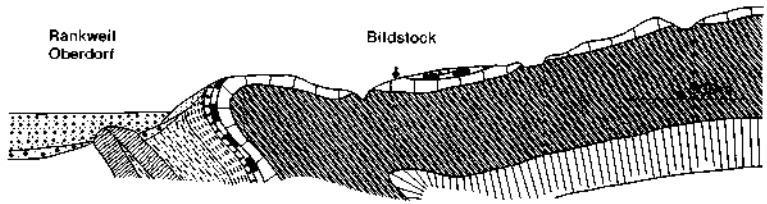
Abb. 2: Schnitte durch den Talrand von Feldkirch bis Rankweil.



Schönebühl

Rankweil Oberdorf

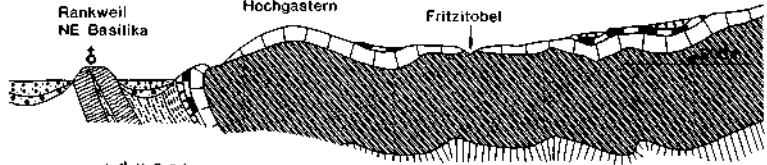
Bildstock



Rankweil NE Basilika

Hochgastern

Fritzitobel

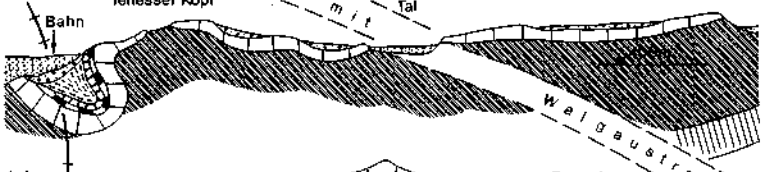


valdunafal

Tenesser Kopf

Valduna Tal

Egethen



Lehmgruben
Bahn

Alt Steinte

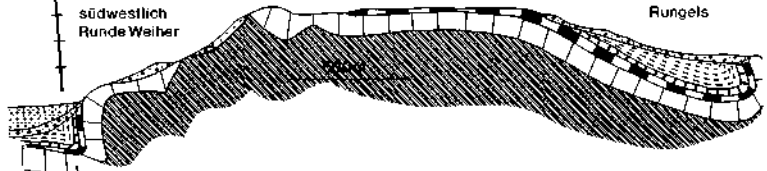
Rungels



Bahn

Hoher Sattel

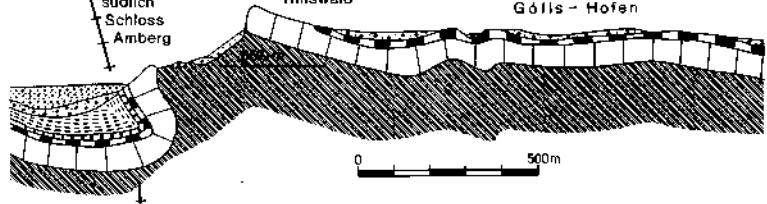
Rungels



südlich
Schloss
Amberg

Tilliswald

Gölls-Hofen



oolithisch und oft erfüllt von Fossildetritus, wobei schon mit freiem Auge, Echinodermenspat, Orbitolinen (A. PAPP et al., 1970, T. 45,46) und weiße Milioliden auffallen können. Neben ihrem Schalenbruch sind Muscheln wie Kammaustern und *Requienia* sowie Brachiopoden auch körperlich erhalten und oft bankweise angereichert (z.B. am Ausgang der Alplochschlucht), lassen sich jedoch nur in Steinbrüchen leichter gewinnen (vgl. G. CSASZAR, 1986, S. 22,35).

Noch weitere Spezialstudien erfordert die Fragestellung, wie weit die von P. FELBER & G. WYSSLING (1979) im östlichen Anschlußgebiet in ihre höhere Mittagsspitzenformation plazierten Schratzenkalk-Rinnenfüllungen zu den Schratzenkalcken des Nordens und des Westens in Beziehung gestellt werden dürften. Nach meiner Einsicht in die Vermergelung der Schratzenkalcke vom nördlichen Rheintalrand nach Südosten, aber auch von der Hochifen-Plattform nach Westsüdwesten, werden diese durch die höheren Drusbergschichten des Südens von unten und oben eingegabelt; (vgl. A. HEIM et al., 1933, S. 200, 216 und Fig. 27, sowie R. OBERHAUSER, 1956, S. 124). Daher entspricht die bräunlich verwitternde Gipfelplattform von Pellingesköpfele der Mittagsspitzenformation mit überlagernden Spatkalcken im Sinne von P. FELBER & G. WYSSLING (1979) und ist damit, mit den in sie an der klassischen Lokalität einschneidenden sogenannten „Schratzenkalkrinnen“, eindeutig jünger als der vom Hohen Ifen her in die unterlagernden Drusbergschichten hinein verkümmernde Schratzenkalk. Analoges dürfte auch bezüglich des Hohen Knopf gelten, während die erwähnten von Westen her hoch auskeilenden Anteile eher in Beziehung gebracht werden können. Jedoch beweist auch das nicht eine Zugehörigkeit der Mittagsspitzenformation ins Unterapt, sodaß ich diese zusammen mit dem Gaultgrünsandstein ausgeschieden habe und damit ins höhere Apt einordne, wiewohl Fossilien von orthostratigraphischem Wert bisher fehlen. Die Arbeit von D. BOLLINGER (1988) konnte nicht mehr berücksichtigt werden.

Gault-Grünsandsteine (teilweise Seewergrünsand); Oberapt-Alb (-Cenoman, -Turon), 54

Unser Gault hat für das Helvetikum zwischen Südfrankreich und Bayern überregionale Bedeutung, da aufbauend auf die Ammonitenaufsammlungen S. FUSSENEGGER's aus den Phosphoritknollen-Bänken in diesen erstmalig stratigraphische Kondensation nachgewiesen werden konnte (A. HEIM und O. SEITZ, 1934, S. 302), und wenn auch an den verschiedenen Lokalitäten für verschieden lange Zeit, so doch insgesamt durch das ganze Alb andauernd. Zudem griff dieses kondensierte Alb vermutlich nach Erosion des vorher abgelagerten Oberapt in den nördlichen Falten bis auf den Schratzenkalk hinunter. Heute wissen wir zudem, daß die Kondensation areal bis ins Turon anhalten konnte, wobei während der Oberkreide keine neuen Phosphoritknollen mehr gebildet wurden und dann slumping-Phänomene einsetzen, wie K.B. FÖLLMI (1981) beschrieb. Er hat inzwischen seine Bearbeitung abgeschlossen und 1984, 1986 und 1989a,b publiziert. Schon A. HEIM et al. (1934) erkannten, daß Schichtzeichnungen aus der Schweiz nicht ohne Probleme übertragen werden können. Daher verzichte ich folgend auf den Einsatz seines vollen Nomenclars, wie auch jenes der Revisionen FÖLLMI's hier noch nicht bewertet werden kann.

Wir faßten als Gault-Grünsandsteine alle über dem Schratzenkalk oder den ihn vertretenden Drusbergschichten nachfolgenden kalkarmen bis

kalkfreien, Glaukonit, Quarzsand und fossilreiche Phosphoritknollenlagen führenden Abfolgen zusammen, welche während stagnierender Sedimentation über lange Zeiträume entstanden sind und nach oben wechsellagernd in Seewerkalk übergehen oder von diesem oder Amdener Schichten heterochron übergrieffen werden.

In ursprünglicher paläogeographischer Anordnung im höheren Apt finden wir im Südoaten die Mittagsspitzenformation, welche vom loc. class. nach Osten und längs des Absturzes des Freschenplateaus nach Norden ausgreift. In sie schneidet der Brisisandstein z.T. als Rinnensediment ein, bzw. entwickelt sich dieser in Richtung Feldkirch seitlich und nach oben aus Gamser Schichten: zähen Glaukonitmergeln und flaserigen Grünsandsteinen, in deren Basis dort am Margarethenkapf Ammonitenfaunen des Oberapt altbekannt sind (A. HEIM et al., S. 228). Relikte dieser Bank mit Ammoniten fanden sich auch im Steinbruch Röthis. Eine neue Rynchonellidenart, die durch begleitende Ammoniten dem Apt zuzuordnen ist, fanden H. SULSER und K.B. FÖLLMI (1984) in einem 15 cm dicken Phosphoritknollenhorizont zwischen rudimentärem Schratzenkalk und Brisischichten bei der Unterwäldle Alp S Ebnit.

Den überlagernden und seitlich vertretenden, sehr harten und stark quarzsandigen Brisisandstein können wir infolge der Überlagerung durch Ammoniten-führendes Alb noch dem Oberapt zuordnen; an der Straße Klaus-Orsanken fand sich in ihm, obwohl sonst sehr fossilarm, ein Aucellinen-Lager. Er wird aus dem absteigenden Hochkastengewölbe noch mit 5–8 m und im aufsteigenden Götznergewölbe im Liegend- und im Hangendschenkel mit 5–20 m vermeldet und scheint sich in seiner Fortsetzung östlich der Dornbirnerach diese Position zunächst noch am Südschenkel des Gewölbes des Hohen Knopfes zu halten um dann in das Gebiet südlich der Müselklippe abzuschwenken. Dort tritt er dann über Drusbergschichten oder Mittagsspitzenformationsäquivalenten mit zwischengeschalteten Gamser-schichten-Relikten auf. Im Durchbruch der Dornbirner Ach durch die Staufen-spitzen-Antikline in der Rappenlochschlucht sowie westlich der Alpe Weißenfluh folgt das Alb oder Cenoman gleich auf Schratzenkalk ebenso an dem, den Breiten Berg anmeldenden Haldenköpfe, wobei A. HEIM jedoch mehrerenorts Relikte einer Oberapt-Fossil-schicht dazwischen vermutet (1934, S. 200–203).

Im Westen der großen Drusbergschichten-Aufschlüsse des Laternser-tales und des Fröhdischtales vom Rainberg über den Fruttschluchteingang nach Suldís sowie vom Steinbruch Röthis über Viktorsberg zum First erweist sich der Gault zusammen mit dem Seewerkalk als außerordentlich variabel und oft auf längere Distanzen extrem reduziert. A. HEIM et al. (1934, S. 251) fassen als Hahnenberg-Zone zusammen, die sich ihren Gliederungs-bemühungen widersetzt. Extreme Kondensation bis ins Höhere Turon und Umlagerungen komplizieren die Situation, wobei K.B. FÖLLMI aufklärt. Ein Dünnschliff vom Nordabsturz des Rainberg vis-a-vis Suldís zeigt auf 5 cm von unten nach oben: Schratzenkalk mit Orbitolinen, dann Grünsand, oben mit doppelkieligen Globotruncanen: Apt–Turon (R. OBERHAUSER, 1964, S. A30).

Einerseits fällt im Alb die Freschenschichten-Ausbildung des Südosten auf, die sich in die Liebensteiner Decke fortsetzt und andererseits die Abfolgen mit den kondensierten Ammonitenzonen im Norden und Westen. Die Freschenschichten sind das Charaktergestein der Argenfazies, deren Hauptverbreitungsgebiet unter der südlichen Flyschzone begraben liegt und von wo die Schürflinge der Hohen Kugel stammen. Am Fre-

schengipfel (loc. class.) sind untere Anteile erhalten geblieben und setzen sich nach Süden und Osten in Richtung Argenbach fort: tintenschwarze, feinglimmerige Schiefer mit wenig grünsandigen, ebenflächigen Kalkbänken, maximal bis 50 m mächtig werdend.

Sonst folgt sowohl von Feldkirch bis Rankweil aber auch zwischen Klaus und Götzis vom Schönbauergewölbe bis zum Südschenkel des Götznergewölbes und in dieser Position in Richtung Ebnit und Hoher Knopf weiterziehend und Brisisandstein aufliegend; der von A. HEIM (1934) nach dem Plattenwald bei Klaus (S. 212,261) benannte Kondensationshorizont mit Phosphoritsteinkernen von Ammoniten, die Unteres, Mittleres und Oberes Alb nachweisen (S. 290) und sammeltechnisch nicht trennbar sind. Vom Nordschenkel des Götzner Gewölbes NW Strahlkopf (S. 205) über das Staufenspitzgewölbe zum Staufensee hinunter (S. 208) aber auch in den Bruchkaskaden des aufsteigenden Weißenfluhgewölbes (S. 210) setzt die Kondensation über Kalkgrünsandsteinen des Unteren Alb ein, dauert bis ins Obere Oberalbin, wobei derunter an den letztgenannten 2 Lokalitäten Brisisandstein fehlte. Noch weiter nordwestlich am erwähnten Haldenköpflin und am anschließenden Breiten Berg könnte sich der ganze Gault schon auf ein paar dm Fossilschicht reduzieren, die dem Schrattenkelk aufliegt. Sogar eine Kondensation der gesamten Mittelkreide, meist auch den Seewerkalk mit betreffend, findet sich areal immer wieder, vor allem aber konzentriert auf die erwähnte Hahnenbergzone östlich Weiler und kleinräumig am Reinberg nördlich Übersaxen. Das Gebiet der Argenfazies ausnehmend, sind sonst über dem Kondensationshorizont Grünsande, die nach oben seewerkalkartige Knollen beinhalten, weit verbreitet und wir möchten diese Aubrigschichten wegen ihren engen Behiehungen zum Seewerkalk und Seewergrünsandkomplex lieber schon dem Cenoman zuordnen bzw. die Unter-Oberkreidengrenze in sie hineinlegen.

Auf der Schweizer Rheintalseite werden vom absteigenden Sennwald-Bühel-Gewölbe von A. HEIM et al. (1934, S. 193) vor allem Gamser- und Brisischichten gemeldet, im Dezzengewölbe fand sich darüber gut entwickeltes Alb mit einer Ammoniten-führenden Phosphoritknollenbank (S. 192) und im absteigenden Hochkastengewölbe folgt über Schrattenkalk ohne Gamser-schichteneinschaltung gleich Brisisandstein, darüber ein grünsandig-kalkiges Alb mit auflagernder Phosphoritknollenbank mit altersweisenden Ammoniten (H. EUGSTER et al., 1960, S. 11); die besten Aufschlüsse befinden sich beim Schloß Blatten; darüber wieder grünsandig-knollige Aubrigschichten.

Der unmittelbar nördlich unseres Blattschnittes in der Hohenemser Falte auftauchende etwa 30 m mächtige, inverse Gault von Unterklien gehört einer Sonderentwicklung an, in der die en Phosphoritknollen gebundene Erhaltung der Ammoniten als unverdrückte Steinkerne kaum mehr vorkommt; u.a. wurde Mittleres Oberes Alb nachgewiesen (A. HEIM et al., 1934, S. 198).

Seewerkalk, teilweise mit Seewergrünsand; Cenoman-Turon, 52, 53

Über den grünsandigen Bildungen des Gault setzt, bald mit einer Diskontinuität, bald sich allmählich durch Abnahme des Quarzsand- und Glaukonitanteils und Zunahme des Kalkanteils entwickelnd, der Seewerkalk ein. Es handelt sich um einen weiß anwitternden, im schaligen Bruch grauen, dichten Kalk, der oft von schwarzen Tonhäuten durchzogen ist und zur Verkarstung neigt. Abgesehen vom Inversschenkel von Klien ist

er in Vorarlberg durchwegs weniger mächtig wie im absteigenden Säntis und schwankt im Blattgebiet in der Regel sehr rasch zwischen 0 und 20 m. Vereinzelt finden sich rote Lagen (= 53), die nicht horizontbeständig sind.

Die unmittelbar auf den Gault folgenden ersten Meter sind eher rauh im Bruch (unabhängig vom Alter) vollgepackt mit Pithonellen und, mit ihrem allmählichen Zurücktreten gegen oben, stellen sich zunehmend häufig Planktonforaminiferen ein: vor allem Gobotruncaniden. Diese können schon mit der Lupe im Gelände dem Cenoman oder Turon zugeordnet werden; ein Coniac-Anteil kann im Regelfall weder bewiesen noch ausgeschlossen werden.

Im Inversschenkel von Unterklien in seiner Grünsand-durchsetzenden Basis (A. HEIM et al., 1934, S. 271) fanden sich Mantelliceraten und Inoceramen des Untercenoman und, etwa nach 4 m, 1 m Seewergrünsand, der dem Unterturon zuzuordnen ist (K.B. FÖLLMI, 1981, S. 17) sowie dann noch etwa 40 m Oberer Seewerkalk. Im aufsteigenden Staufenspitzengebirge ist nach K.B. FÖLLMI der Seewergrünsand über 2 m Unterem Seewerkalk 6 m mächtig und führt in der Basis „Seewerkalk-slumps“ mit *Praeglobotruncana helvetica*.

Im dicht beprobten Fallenkobel-Durchstieg zum Götzner Berg (vgl. A. HEIM, 1958, S. 645) sind von den 14 m Unterem Seewerkalk etwa 7 m reiner Pithonellenkalk, darin ab m 4 großwüchsige *appenninica*-Formen und ab m 7 *Rotalipora cushmani* bis zum Grünsand (m 14–m 16) hin und ab m 9 dazutretend Formen mit Doppelkielansätzen über den Grünsand hinaus bis m 20 (A. PAPP et al., 1970, T. 48,49). *Praeglobotruncana praehelvetica* findet sich ab m 17 und *P. helvetica* massenhaft bei m 21, wobei sofort *Globotruncana lapparenti* und *lapparenti coronata* nachfolgen. Demnach figuriert der Seewergrünsand hier im Bereich der Cenoman-Turon-Grenze und ist sicher älter wie in den vorgenannten nördlichen Falten! Die Grünsandeinschaltungen sind demnach zu verschiedenen Zeiten erfolgt. An der Straße von Klaus nach Orsanken vor dem Waldrand fand sich unmittelbar liegend der Plattenwaldfossilbank ein grünsandiger Pithonellenkalk ohne Gobotruncaniden und über der Bank für 4 m ebensolcher, wobei nur im höchsten Anteil ab m 3,5 Rotaliporen ein höheres Cenoman melden.

Ganz anders die Verhältnisse in dem von A. HEIM abgebildeten Aufschluß (1934, S. 233) bei der Frutzbrücke in Rankweil. Nur die Basisbank auf dem „Gault“ zeigt von 0,0 bis 0,4 m Cenoman-Globotruncaniden und ab m 1,2 bis m 2,7 meldet sich schon *P. helvetica* und nachfolgend *G. lapparenti lapparenti*, *lap. coronata* und *lap. angusticarinata* bis über die Rotkalklage hinaus sowie gegen Aufschlußende cf. *schneegansi* und größere Heteroheliciden; also insgesamt auf 15 m das ganze Turon mit max. 0,5 m Cenoman in der Basis und +1 m? Coniac im Dach. Noch weiter reduziert ist der Seewerkalk im südlichsten Gewölbe, das an der Straße an der vorletzten Kurve vor Sattens knapp außerhalb des Blattes überpüft wurde. Eine Seewerkalkknolle im Grünsanddach ergab Gobotruncaniden mit Doppelkielansätzen auf den Innenumgängen (ex gr. *inflata* – *renzi*) des Cenoman-Turon Grenzbereichs und schon 0,05 m darüber im auflagernden Seewerkalk *P. helvetica*. Dann folgen noch 3–4 m Seewerkalk mit einer *lapparenti lapparenti*- und *lapparenti coronata*-Gruppierung, zuoberst mit Heteroheliciden. Das Cenoman steckt also entweder im unterliegenden Grünsand oder es fehlt völlig!

Verallgemeinernd entsteht der Eindruck, daß erst ab dem Ende des Unterturons der Seewerkalk sich vom Glaukonitregime der Mittelkreide

endgültig freimachen konnte und faziell sich an gleich alte Couches Rouges der intrapenninischen Schwellen angeschlossen. Das von P. FELBER & G. WYSSLING (1979, S. 701) jenseits des Blattrandes im Gebiet von Süns festgestellte Höhersteigen der Seewerkalkfazies bis ins Santon greift zweifelsohne bis zum Hohen Freschen herüber aus.

Säntisdecke, Jungschichten (teilweise in die Schuppenzone tektonisch einbezogen)

Amdener Schichten; Coniac-Untercampan, 51

Auch Leistmergel genannte, hellgraue Schiefermergel mit stengelig-tafeligem Bruch ohne Kalkzwischenlagen, oft von lederbraunen Klufflächen durchsetzt. Sie setzen bald über Schrattenkalk bald über Gault, bald über Seewerkalk ein und erreichen Mächtigkeiten bis zu 250 m. Dies vor allem über den nördlichen Falten während sie in den südlichen Falten von Feldkirch über Rankweil und Übersaxen, den Rotwaldkopf und den südlichen Hörnlegrat bis zur Binnelalpe unter den Wangschichten oft Mächtigkeitsraduktionen, bis auf wenige Meter, erfahren haben. Zudem war hier dann noch jene fallweise bis in die Unterkreide heruntergreifende Erosion (oder Abgleitung) vor dem Mitteleozän wirksam, die zwischen Ill und Alpe Saluver die südlichsten Helvetikumsaufschlüsse beherrscht mit Ausnahme des Raumes nordöstlich Übersaxen. Dies bedingt dort im Bereich vor dem Erosionsrand der südlichen Flyschzone ein unregelmäßig areales Fehlen der höheren Oberkreide der Säntisdecke und zwar speziell von Amdener- und Wangschichten. Dazu kommt noch, daß von Laterns-Bonacker nach Osten eine Wangschichten-Leimernmergel-Übergangfazies auffällig wird, wobei folgend den Beobachtungen von P. FELBER & G. WYSSLING (1979, S. 701) im östlichen Anschluß auch eine Transgression zur Zeit des Campan das Fehlen von Amdener Schichten an sich schon ausreichend erklären könnte.

Geringerer und relativ fein verteilter Kalkgehalt macht die Amdener Schichten ziegeleifähig. Inoceramen- und Ammonitenfunde von S. FUSSENEGGER (L. RIEDEL, 1940, S. 78,80) aus dem Bereich Strahlkopf - Gsohl oberhalb Hohenems ergaben für unsere Amdener Schichten den Bereich Coniac bis Untercampan, wie später die schlämmende Mikropaläontologie bestätigt (C.A. WICHER et al., 1957, S. 9). Eine reiche oft deutlich Benthos-betonte Foraminiferen- und Ostrakodenfauna läßt so, neben den allgegenwärtigen Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe, mit *Virgulina tegulata* und primitiven Neoflabellinen noch Coniac-Alter für ihre Basis vermuten. Sie fixieren nachfolgend mit *Globotruncana concavata carinata* und *Ventilabrella dellaensis* Santon als solches, seine höheren Anteile dann durch Dazutreten von *Bolivinooides strigillata* sowie das tiefe Campan durch jenes einkielige Globotruncanen und progressiverer Ventilabrellen.

Wangschichten; Obercampan-Obermaastricht, 49, 50

80 bis 100 m mächtige, hellgrau anwitternde, im nassen Zustand dunkle, sandige, rauhe, unregelmäßig schiefriige, regellos brechende Kalkmergel mit schwachem Glaukonitgehalt.

Im dunklen Anbruch erkennen wir, wie im Dünnschliff, neben den unregelmäßigen Sandeinstreuungen in der Regel für höheres Senon typische Globotruncanen. Die Schlämmrückstände weicherer Partien führen z.T. gut erhaltene Mikrofaunen mit Leitformen der Gattung *Bolivinooides*, *Bolivina*,

Globotruncana und *Pseudotextularia*, wobei vor allem oberste, stärker tonmergelig werdende Anteile bis ins Niveau der *Globotruncana mayaroensis* aufsteigen (vgl. P. STACHER, 1980, S. 63). Letztere wurden als Schwimmersbodenschichten neu benannt und fälschlich der Wildflyschzone zugeordnet, was nachfolgend revidiert wird. Über Belemniten bei Fraxern berichtet L. RIEDEL (1940, S. 93). Vereinzelt finden sich Seeigel. Oft zeigen sich lagenweise Übergänge zu Leimernmergeln!

Die Wangschichten sind der Hauptfelsbildner im Kern der Synklinalen und kommen, teils im Verband mit unterlagernden Amdener Schichten und aufliegendem Paleozän-Eozän, teils ihrer entledigt in Schuppenzonen vor: im Synklinorium von Fraxern – Hohe Kugel – Alpe Müsel, im Bereich der Binnel Alpe sowie auf der Schweizer Talseite zwischen Kobelwies und Hueb und am Talrand nordwestlich Eichberg; ebenso an den Rheintalhängen von Zwischenwasser bis zum Inselberg der Wallfahrtskirche Rankweil. Typisch sind kleinrückige Landseheftsformen. Ausgeprägt bankige Anteile wurden im Gebiet der Hohen Kugel getrennt ausgeschieden, wodurch die Intensität der Verfaltungen deutlich wird (= 50). Bei Laterns-Bonacker lagern die Wangschichten direkt auf Gault. Stark zur Zerklüftung und zu Sackungen neigend (Gschlans bei Übersaxen!) sind sie ein Hauptwasserspeicher in den sonst dichten Jungschichtenverbänden. Eine überregionale Bearbeitung der Wangschichten, auch unter Einbeziehung von Aufschlüssen des Kartengebietes (S. 63), erfolgte durch P. STACHER (1980).

Oberkreide des Freschenplateaus (Übergang zur Schuppenzone); Coniac–Maastricht, 46

Im Gebiet des Freschenplateaus verlieren sich Amdener- und Wangschichten in ihrer typischen Ausbildung und es stellen sich über Seewerkalk Leimernmergel-ähnliche helle Kalkmergel ein, in denen nur untergeordnet Coniac-Santon und dominierend Campan-Maastricht-Faunen vorkommen. P. FELBER & G. WYSSLING (1979) sprechen im östlichen Anschluß, wie erwähnt, von einer Transgression von Leimernschichten zur Zeit des Obercampan auf einen hier in Analogie zum Liebensteiner Kalk bereits bis ins Santon aufsteigenden Seewerkalk: Verhältnisse, die sich auch noch am Freschenplateau auswirken, was noch genauerer Untersuchung bedarf.

Grünsandstein, grünsandiger Mergel; Paleozän–Eozän, 47

Im nach Nordosten von Fraxern zur Hohen Kugel ansteigenden Rücken liegen von der Pfarrkirche (817 m) bis zum Bühel (1.200 m) ansteigend in einer von der Sântisdecke losgelösten Wangschichten-Synklinalen die klassischen Lokalitäten des Fraxerner Grünsandes (P. MEESMANN, 1926, S. 29) mit sehr rasch wechselnder Mächtigkeit, sei es infolge Tektonik, sei es, weil als Rinnenfüllung abgelagert, oder durch beides zugleich bedingt. Er ist gut aufgeschlossen im alten Steinbruch auf 970 m an der Straße zur Hohen Kugel und ist dort infolge Kollophanit-Führung lagenweise weiß gepunktet, sowie durch einen Güterweg, der nördlichen davon zunächst auf der Verebnung über den Wangschichten nach Osten verläuft. Hier entwickeln sich aus tonmergeliger werdenden Wangschichten des Obermaastricht einige Meter schwarze sandige Schiefer mit *Globotrochalia compressa* und *Globigerina pseudobulloides* mit Umlagerungen aus dem Maastricht. Etwa 1,50 m vor dem ersten Grünsand-Einsatz ergaben Nanoproben nach H. STRADNER Mittelpaleozän (NP 5–). Schieferige Zwi-

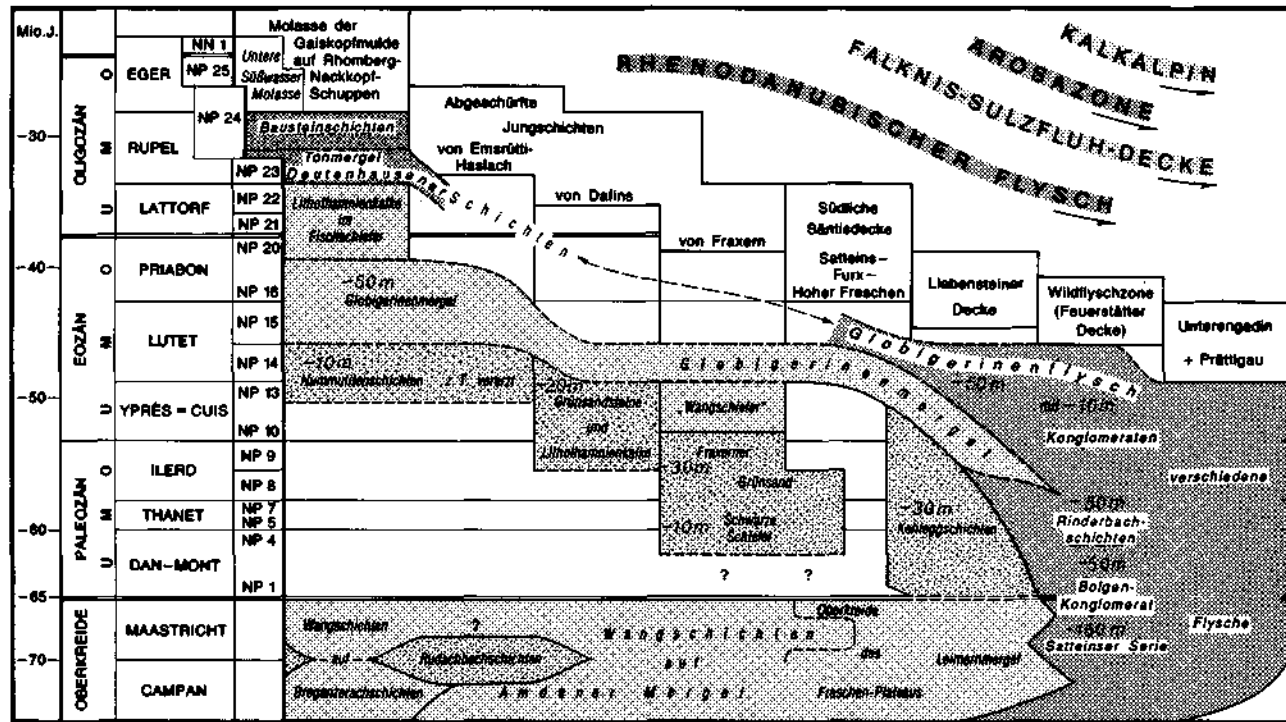


Abb. 3: Die Schichtfolge des Alttertiärs im Helvetikum und Penninikum des Vorarlberger Rheintales.

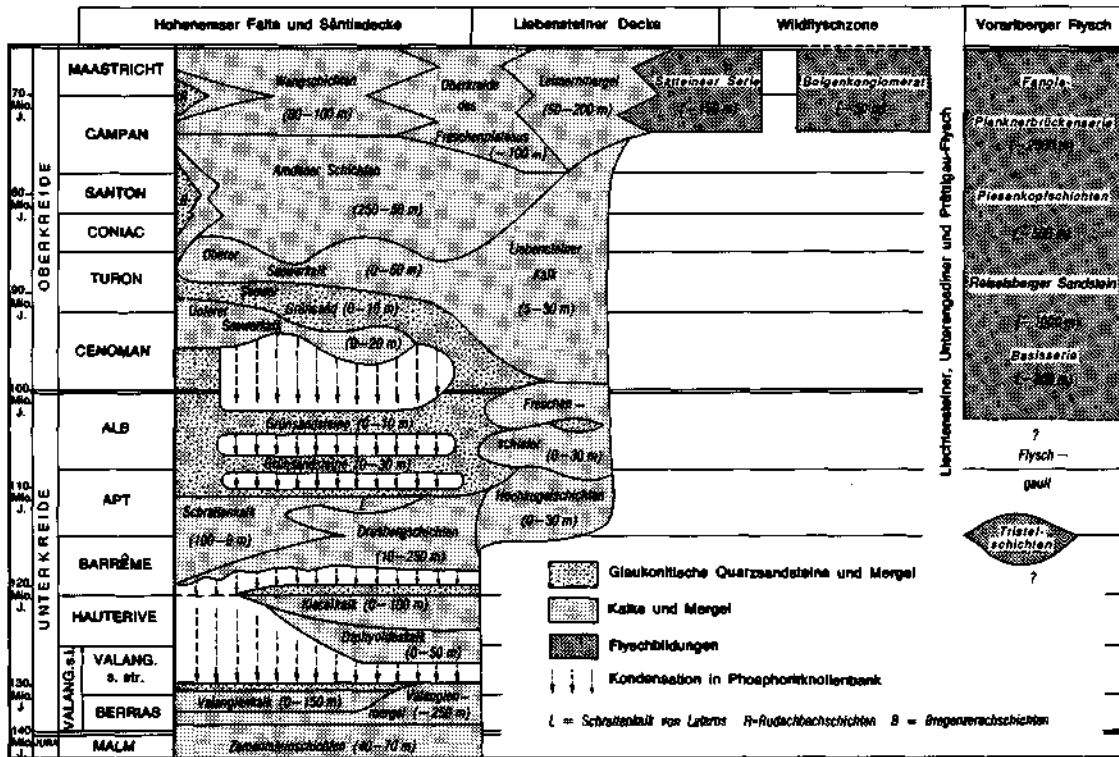


Abb. 4: Die Schichtfolge der Kreide im Helvetikum und Penninikum des Vorarlberger Rheintales.

schenlagen im hier gut 20 m mächtigen Grünsandstein-führenden Profilanteil (lagenweise Phosphoritknöllchen, Lithothamnien, kleine Nummuliten und Discocyclusen) ergaben tieferes Oberpaleozän (NP 9-) und höher im Aufschluß Untereozän (NP 13-), wobei Aufschlußbild und Nannorekurrenzen entweder Umlagerungen oder tektonische Komplikationen (Verdoppelung?) erwägen lassen. Stratigraphisch scheint der Fraxerner Grünsand Oberes Paleozän und Untereozän zu umfassen, wobei die überlagernde Wangschiefer-Fazies bereits höher ins Eozän gehören dürfte. Der Steinbruch an der Straße (loc. class.) erbrachte in höheren Anteilen aus einer sandigen Mergellage den Nannobefund Paleozän.

In Dafins in der Aufschlußgruppe am Weg nach Buchebrunnen-Batschuns finden wir weiter unten im Abstieg talauswärts jene den Aufschlüssen in Fraxern weitgehend entsprechenden Grünsandsteine mit sandigen, schwärzlichen Schiefern, wo Nannobestimmungen den Entscheid, ob Oberpaleozän oder Untereozän vorliegt, in der Regel nicht treffen können. Nur in einem Fall ergab sich hier ein klares Untereozän. Am oberen taleinwärts führenden Querweg erwiesen sich vermutlich im Verband stehende, z.T. wie Schratzenkalke verkarstende Discocyclusenreiche Lithothamnienkalke nach Nannobefund einer Mergellage als Oberpaleozän (NP 9-). Vor allem östlich Dafins und weiter in Richtung Hörnlegrat-Binnelalpe sind die oben erwähnten Grünsandsteine in den Synklinalen weit verbreitet, und folgen normal stratigraphisch auf Wangschichten.

In Hohenems-Rütti, wo die Zone von Haslach mit ihrem erzführenden Nummulitikum in unsere Karte eintritt, erwies sich die altersmäßige Eingabelung der abgetrennt davon nach Südosten folgenden, sonst wenig mächtigen und weitgehend fossilfreien Grünsandstein-Züge als problematisch, da zwar begleitende Mergel teils höheres Mitteleozän melden, jedoch ihr stratigraphischer Kontakt zum Grünsandstein durchaus nicht als erwiesen gelten darf, teils auch möglicherweise stratigraphische Kontakte zu Amdener Mergeln vorliegen. Die Vorkommen am Schweizer Talrand (Schörgisknorren und Hueb) werden von H. EUGSTER et al. (1960, S. 21) beschrieben.

Lithothamnienkalk, Nummulitenkalk; Paleozän-Eozän, 46

Z.T. Schratzenkalk-ähnliche, lagenweise Glaukonit-führende Lithothamnienkalke finden sich im Gebiet von Dafins und auf der südlichen Seite des Mühlbaches in Buchebrunnen. Unter den Großforaminiferen dominieren Discocyclusen über kleinere Nummuliten. Eine der selteneren Mergellagen (siehe Vorkapitel) darinnen ergab in Dafins überraschenderweise Oberpaleozän (NP 9), woraus sich gegenüber der Kartenlegende eine Erweiterung des stratigraphischen Umfanges für die kalkige Ausbildung des Alttertiärs des Helvetikums nach unten ergab. Bezüglich schweizer Vorkommen ENE Eichberg siehe H. EUGSTER et al. (1960, S. 22).

Ansonsten finden sich unregelmäßig schlierig von Glaukonit durchsetzte, graue Kalke oft ganz erfüllt mit z.T. großen Nummuliten, Assilinen und Discocyclusen im Gebiet von Hohenems-Rütti wohin sich die Vorkommen von Bad Haslach von Norden her fortsetzen. Wie dort sind Anteile davon durch Eisenerz rot gefärbt. G. v. MERHART meldet u.a. *Assilina exponens* und *Nummulites gallensis*; auch Großfossilien sind nicht selten. Da moderne Fossilbearbeitungen fehlen, kommt der Nannobearbeitung der begleitenden Mergel durch H. STRADNER erhöhte Bedeutung zu. Einerseits handelt es sich dabei um Amdener Mergel, andererseits jedoch um vermutlich strati-

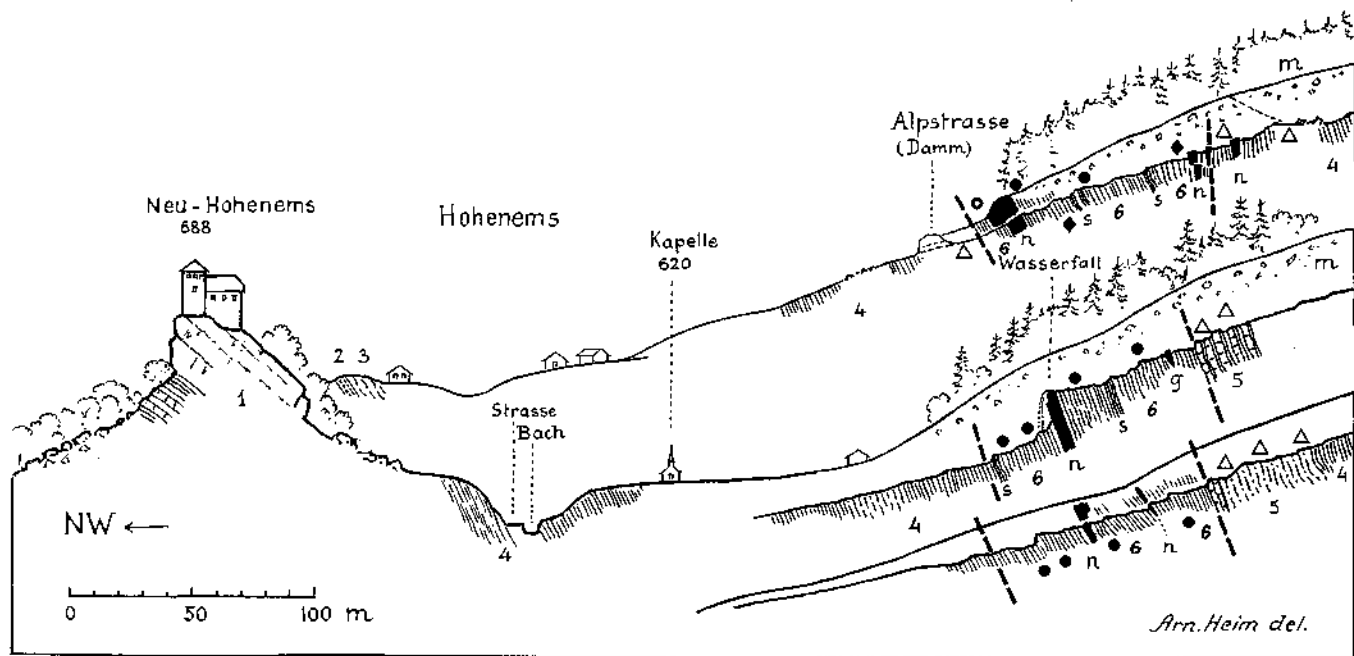


Abb. 5: Die Nummulitenschichten der Bachfurchen von Emsrüti (nach einer nachgelassenen Skizze von Arnold HEIM), Nannobestimmungen H. STRADNER. 1 = Schratenkalk; 2 = Gault; 3 = Seewerkalk; 4 = Amdener Schichten, Δ Mikro- und Nannobefund Santon-Campan; 5 = Übergang zu den Wangschichten; 6 = Globigerinenmergel: \circ Nannobefund Eozän, \bullet Oberlutet, ev. Aufarbeitungen (NP 15-), \blacklozenge Unterpriabon, ev. Aufarbeitungen (NP 16-); n = glaukonitische Nummulitenkalke; g = glaukonitische Sandsteine; s = schwarze Schiefermergel; m = Moräne.

graphisch verknüpfte Staadschiefer-artige Globigerinenmergel. Zwei Zeichnungen von Arnold HEIM, die ich seiner Witwe Elisabeth HEIM verdanke, sollen dazu die Situation erläutern (Abb. 5 und 6); Nachweise von Paleozän und Untereozän fehlen demnach bisher in der Zone von Haslach – Emsrütli, was auch als primär transgressiver Kontakt von Mitteleozän auf Amdener Mergeln gedeutet werden könnte.

Globigerinenmergel; Paleozän–Eozän, 38, 42, 45

Mergelig ausgebildetes Paleozän-Eozän meist voller planktonischer Foraminiferen dürfte küstennähere Grünsandstein- und Kalksedimente in südlicher Richtung zunehmend vertreten haben, wobei generell sowohl im Laufe der Zeit zum Jüngeren hin als auch räumlich in Richtung küstenferneren Schelf nach Süden abnehmender Sand- und zunehmender Kalkgehalt in den Mergeln und Mergelkalken – hellere Farben, Fleckenbildung, rote Lagen sowie glatten Anbruch kalkiger Anteile bewirkt. So werden auswitternde planktonische Foraminiferen aber auch ihre Schnittlagen im nassen Anbruch mit der Lupe für die Alterseinstufung auswertbar, namentlich für die Differenzialdiagnose gegenüber sonst ähnlichen Oberkreidensedimenten wie Leimernmergel, Wangschichten etc. Zunächst wäre für den Bereich der südlichen Säntisdecke und unmittelbar von ihr abzuleitender Schuppen im Bereich zwischen dem nördlichen Illufer bei Frastanz und dem Westabstieg des Hohen Freschen auf eine gewaltige Schichtlücke hinzuweisen, welche am südwestlichen Blattrand bei Übersaxen voll das Untereozän umfaßt und areal die Oberkreide von oben reduziert. Weiter nordostwärts nördlich unter der Nob greift sie dann bis auf die Drusbergschichten herunter.

Dabei erweisen sich im Graben südöstlich Männle die letzten Meter Drusbergschichten als sehr gestört und zeigen diskordante Fremdgestein-Einschaltungen wie brotleibgroße phosphoritische Grünsande, Wangschichtenrelikte etc., worauf dann mit wenig gestörter Lagerung gleich Mitteleozän mit NP 14– in Globigerinenmergel-Ausbildung einsetzt, das dann grabenaufwärts etwa 200–250 m mächtig, bald tonmergelig, bald stärker kalkiger und deutlicher felsbildend, bis zu den überschiebenden (stärker tonmergeligen und intern intensiv gestörten) Leimernmergeln hinauf, ansteht.

Diese Globigerinenmergel sind hier als hellgelblich anwitternde, im Bruch graue und fleckige wenig sandige Mergel ausgebildet, deren hier im Süden erlittene schwache Metamorphose für H. STRADNER die Nennuntersuchung sehr erwarte: Untereozän fehlt allgemein und Obereozän ist zumindest nicht auffällig. Am Fahrweg Vorderlaterns–Furx ergab sich ein analoges Bild: über reliktschen Wangschichten sofort mit fleckigen Mergelkalken einsetzendes Mitteleozän (NP 14–), welches auch längs des Fahrweges bis Furx hin in besser erhaltenden Präparaten wiederholt im ansteigenden Profil identifizierbar war. Ein Schriff mit Hantkeninen von der Wies Alpe südlich Laterns wurde für A. PAPP et al. (1970, T. 70) ausgewählt. Dieselben hellen Globigerinenmergel fallen auf der Binnelalpe auf, dort teilweise bereits mit grünsandigem Paleozän–Untereozän unter sich und mit Übergängen in Globigerinenflysch nach Nannobefund zur Zeit des Mitteleozäns. Übergänge in diesen lassen sich auch in Tobel zwischen Garnitza und Alpe Göfis erkennen (vgl. M. RICHTER, 1969, S. 89; H. HÖFLE, 1971, S. 53; R. OBERHAUSER, 1973, S. A 78). Entgegen letzteren Autoren halte ich diese Globigerinenmergel für der Säntisdecke zugehörig und stehe ihrer mikropaläontologischen Bewälti-

gung durch H. HÖFLE eher zurückhaltend gegenüber. Dies vor allem in der Frage, ob tatsächlich hier älteres Alttertiär als Mitteleozän vorliegt? Transgrediert ja auch auf Süns, wo er auch Paleozän für diese Mergel annimmt (S. 48) nach P. FELBER & G. WYSSLING (1979, S. 703) Mitteleozän. Dies schließt natürlich nicht aus, daß dort und anderswo in der aufliegenden durch Leimernmergel dominierten Schuppenzone auch alttertiäre Mergel anderer Altersstellung u.U. vorkommen können. Vielleicht spielen auch Foraminiferen-Umlagerungen im Zusammenhang mit der Transgression sowie Eingleitungen älterer Mergelfolgen zur Zeit des Mitteleozäns ihre Rolle in diesem Verwirrspiel. Im Gebiet Rotwaldkopf-Hinterwang nördlich des Alpwegkopfes sind helle Globigerinenmergel zwischen Helvetischer Mittelkreide und Wangschichten, vermutlich infolge nachmitteleozäner Südabgleitung, eingeklemmt worden (vgl. Abb. 11).

Für die Hohe Kugel ergibt sich die Lagerung der Globigerinenmergel (manchmal normal stratigraphisch dem Fraxerner Grünsand mit zunächst dunkleren, Wangschiefer-ähnlichen Mergeln aufliegend, meist aber freischwimmend in Schuppenzonen) schon aus meiner Arbeit im Jahre 1958. Für die hier so dominierende, hellmergelige Ausbildung mit den manchmal auffälligen roten Lagen ergab vielfältige Nannoüberprüfung fast immer Mitteleozän (NP 14-), womit auch Globorotalien- und auch Hantkeninen-Bestimmungen durch K. GOHRBANDT harmonisieren: *Hantkenina libusi*, *H. dumblei*, *H. longispina*. Vor allem an der Fahrstraße von Fraxern zur Hohen Kugel finden sich beste Aufschlüsse. Ihr Verband mit dem unterliegenden Fraxerner Grünsand ist hier nicht problemfrem ermittelbar und ein tektonischer Kontakt wahrscheinlich. Ein neuer Querweg in Richtung Bühel auf etwa 1.000 m, der tiefere Partien erschließt, ergab hier für eine helle Glo-

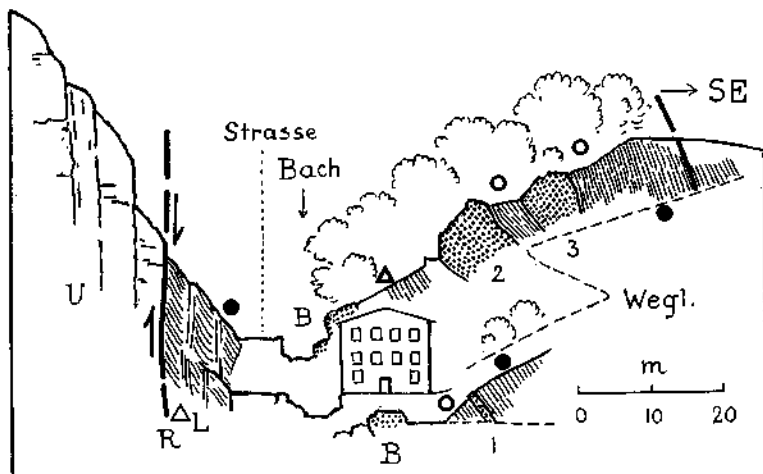


Abb. 6: Nummulitenschichten im Kontakt mit der Emsrütli-Störung bei der aufgelassenen Seidendruckerei an der Straße nach Emsrütli (nach einer nachgelassenen Skizze von Arnold HEIM), Nannobestimmung H. STRADNER.

U = Kieselkalk + Druobergschichten + Schratenkalk + Gault + Seewerkalk (stark zerlegt); R = Ruschnfläche der Emsrütlistörung; L = Verschuppung von Amdener Schichten (Leistmergel) mit Globigerinenmergeln. Δ = Amdener Schichten (Leistmergel) mit Mikro- und Nannobefund Santon-Tiefes Campan; \bullet = Globigerinenmergel mit Nannobefund Oberlutet, evtl. Aufarbeitungen (NP 15-); \circ = Globigerinenmergel mit Nannobefund Eozän; 1,2,3 = Glaukonitische Nummulitenkalke, z.T. vererzt, B = Blöcke davon.

bigerinenmergel-Fazies noch Untereozän (NP 13-). Neben dieser hellen Ausbildung finden sich z.B. im Bereich des Absturzes der Hohen Kugel in Richtung Ebnit am Schneewaldeck von 1.500-1520 m Wangschichten-ähnliche dunkle Mergel der *Heliolithus riedeli*-Zone übergehend in die *Discoster multiradiatus*-Zone: tieferes Oberpaleozän (NP 9-).

In der Synklinale von Hohenems - Rütli sind die Eozänmergel einer kalkigsandigeren Ausbildung von Amdener Mergeln nicht unähnlich und wurden daher als solche verkannt: neben der Lupen-, Schlamm- und Schliiffoutine ergab die Nannoüberprüfung z.B. für die ersten Aufschlüsse am Schloßberg, unmittelbar an der Straße nach Emstrüti NP 15- und für die verschiedenen Gräben auf Emstrüti, für die den Nummulitenkalk begleitenden Mergel: NP 15- und NP 16-, also höheres Mittel- bis tieferes Obereozän. (vgl. Abb. 5, 6).

Abschließend sei betont, daß ich heute die vorher diskutierten Globigerinenfysche der Binnelalpe und jene zwischen Garnitzen und Göfisalpe für normal stratigraphisch der Säntisdecke zugehörig betrachte: als während das mittleren Eozäns in die Globigerinenmergel vor Süden her übergreifende Flyschsedimentation, für die auch der Name Schelpenserie verwendet werden könnte, nachfolgend einer nannomäßigen Durcharbeitung ihrer klassischen Lokalität. Ihre Beschreibung erfolgt, folgend der Legendeneinteilung der Karte, erst später mit der Wildfyschzone (Feuarstätter Decke).

2.2. Ultrahelvetikum

Schuppenzone (Liebensteiner Decke)

Hochkugelschichten; Apt, 44

Am Weg von der Alpe Wanne zur Alpe Staffel und weiter längs der klassischen Lokalität (R. OBERHAUSER, 1958, S. 124) zur Alpe Kugel finden sich wiederholt, in Mächtigkeiten bis max. 40 m vom Untergrund abgeschürft, die Hochkugelschichten. Sie bilden polygonale Sturzblöcke, die von im Minimum 10 cm, im Maximum 1 m, in der Regel jedoch 30-40 cm dicken Kalkbänken mit oft welligen Innensuturen stammen. Die Bänke wechseln anstehend mit dunkelgrünen, oft rostig verwitternden Mergeln, die von wenigen cm bis 2 m anschwellen können. Im Bruch dicht bis feinkörnig, grau, und wie schon A. HEIM, 1933, S. 217 feststellt, verschiefen die Bänke gegen die beiderseitigen Kontaktflächen zu den Mergeln hin, wobei, unter Veränderung der Verwitterungsfarbe von grau zu bräunlich-grünlich, Sand auswittert. Nach oben werden die Mergellagen dunkler, die Kalkbänke verlieren sich und es entwickeln sich die Freschenschiefer. F. BETTENSTAEDT erkannte in Schlammproben aus den Mergellagen seinen *Conorotalites bartensteini aptiensis* mit einer stratigraphischen Reichweite von Apt bis Unteralb (R. OBERHAUSER, 1953, S. 178), wobei wir, aus der Gesamtschau heraus, das Alb voll den überlagernden Freschenschiefern zugestehen.

Freschenschiefer; Alb-Cenoman, 43

A. HEIM (1934, S. 244) entdeckte 1923 bei einer gemeinsamen Exkursion mit P. MEESMANN (1926, S. 84) im Verband mit den liegenden Hochkugelschichten bei nassem Wetter „tief tintenschwarze Schiefermergel“,

wie er sie aus dem Gault des Freschenplateaus kannte, womit der Ultrahelvetische Deckenrest der Hohen Kugel bestätigt werden konnte.

Auf die Hochkugelschichten folgen zunächst etwa 2 m, allmählich dunkler werdende Mergelschiefer, mit zunächst 10–40 cm dicken, grünlich bräunlich verwitternden, sandigen, im Bruch schwärzlichen, ebenflächigen Kalkbänken eingeschaltet, deren spärlicher Glaukonitgehalt nur in den Verwitterungskrusten auffällig ist. Dann weiterhin etwa 15 m schwarze Schiefer mit feinen Glimmerschuppen, welche bei trockenem Wetter, schieferigen Anteilen von Wangschichten nicht unähnlich sind, jedoch naß sofort durch schwärzliche Farbtöne differieren. Nach oben Übergang zum Liebensteiner Kalk durch das Einsetzen von zunächst dunklen, dichten Kalkbänken, welche später heller werdend, große Kugelradiolarien und vereinzelt Rotaliporen mit der Lupe erkennen lassen. Aufgrund von *Spiroplectinata* und *Pleurostomellina* konnte F. BETTENSTAEDT (R. OBERHAUSER, 1953) Anteile der Freschenschiefer hier in den Bereich Hohes Alb bis Cenoman einordnen. Die aus dieser Probe erwähnte *Trocholina lenticularis* halte ich nicht für zweifelsfrei bestimmbar und möchte nur von linsenförmigen Problematika sprechen, die jedoch für Freschenschiefer neben auch Gavelinellen typisch sind. Weitere Vorkommen von Freschenschiefern fanden sich in der Parzelle Birkel oberhalb Dafins mit *Ticinella*, *Globigerinelloides* und *Clavulinooides gaultinus* und im Gebiet des Alpwegkopf-Gipfels, immer verknüpft mit Liebensteiner Kalk.

Liebensteiner Kalk; Cenoman–Turon, (?Santon), 41 Bunte Lage darin; 42

Der Liebensteiner Kalk, von dem ich 1953, S. 182, für die klassische Lokalität Anteile in den Bereich Cenoman–Höheres Turon stellen konnte, findet sich außer im Gebiet der Hohen Kugel vor allem im Bereich von Dafins – Batschuns – Furx – Alpweg Kopf aber auch außerhalb des Blattes häufiger im Talhang östlich Dornbirn (R. OBERHAUSER, 1984, S. 227, 228). Er ist hellfarbiger als Seewerkalk und bricht splittiger als er in dichtere Scherben, wodurch die Globotruncanen-Schnitte auffälliger werden; Radiolarien sind häufiger anzutreffen. Neuere Untersuchungen im Allgäu ergaben, daß er auch dort höher in der Oberkreide aufsteigt, teilweise bis ins Campan (K.F. WEIDICH, 1984). Ähnliches vermuteten wir auch für Vorarlberg (1958, S. 131): zumindest noch Santon-Anteile sind anzunehmen zumal die überlagernden Leimernmergel fast immer erst mit Campan einsetzen.

Im Profil längs des Weges zur Kugelalpe entwickelt er sich allmählich aus Freschenschiefern durch die Einschaltung von zunächst dunklen und dann helleren Fleckenkalkbänken, welche nach und nach die Schieferlagen verlieren und in helle, ganz oben auch lagenweise rote Globotruncanenkalka übergehen; die Gesamtmächtigkeit wäre etwa 30 m. Im Gebiet der Schneewaldalpe fanden Sammler in einem Block, der nach Gesteinsart und Globotruncanenführung zum Liebensteiner Kalk zu rechnen ist, einen Rochenzahn der Gattung *Ptychodus* (Bestimmung R. SIEBER), der in der Vorarlberger Naturschau in Dornbirn aufbewahrt wird.

Leimernmergel; Campan–Maastricht, 40 Bunte Lage darin; 42

Weißgraue bis grüngraue, naß hell bleibende, gelegentlich fleckige, tonige Mergelschiefer mit seltenen, wenig mächtigen, seewerkalkartigen Lagen, mit spiralseitig gewölbten doppel- und einkieligen Globotrunca-

nen, begleitet von gleich großen Heteroheliciden. Dieses läßt schon mit der Lupe meist problemlos von tektonisch eingeschalteten Liebensteiner Kalken oder anschließenden Globigerinenmergeln unterscheiden. Von Letzteren, namentlich wenn sie mit der Säntisdecke stratigraphisch verbunden sind, unterscheidet zudem fast immer, ihre viel stärkere tektonische Beanspruchung. Selten vorkommende, stratigraphisch inliegende, stärker kalkige Anteile können kaum je als Leimernkalke klar abgetrennt werden. Rote Partien sind immer wieder eingeschaltet, teils schichtig, teils brotleibförmig eber auch bis zu zimmergroßen Linsen anschwelend. Mächtigkeiten der Leimernmergel bis zu 300 m kommen vor. In den Schuppenzonen der Hohen Kugel (z.B. bei der Schneewaldalps) finden sich nicht selten leicht sandige, weniger gestörte Komplexe, deren Unterscheidung von den gleich alten Wangschichten zu reinen Ermessensfrage wird, was belegt, daß im Ablagerungsraum von Norden nach Süden eine breitere Übergangszone angenommen werden muß. Hingegen macht die Unterscheidung vom Amdener Mergel kaum Probleme, wenn auch altersmäßig eine gewisse Überlappung noch möglich ist, zumal auch noch areal eine Leimernmergel-Entwicklung im höheren Santon vermutet werden kann (vgl. A. PAPP et al., 1970, Tafel 50).

Rudachbachschichten (südlich Müsel); Campan-Maastricht, 39

Zwischen den mit Digitationen eintauchenden Unterkreidefalten des Kammes Mörzelspitz – First – Hangspitz und der Flyschklippe der Alpe Müsel liegen im Rudachbach und in den ihm von Süden zufließenden Gräben unter den überkippt südfallenden Wangschichten innerhalb von Leimernmergeln, unregelmäßig schieferige, schwärzliche bis schwärzlich bräunliche Mergel, manchmal mit hellen, bis rucksackgroßen Leimernmergel-Linsen und auch Wangschiefer-artigen Einschaltungen. Sie gehen in 0,5–5 m dicke, fast immer zerrissene Grünsandsteinbänke über, wobei dunkle feinglimmrige Tone vermitteln, die dann 10–20 cm dick wechselagern und dabei nach und nach immer schwärzer werden. Die Grünsandsteine haben primär eine kalkigmergelige Matrix, welche teils unregelmäßig schlierig, teils verdrängend von Quarz und Glaukonit durchsetzt wird. Sie sind denn massiv und verwittern grünlich, wobei ihre Feinschichtung nur im Anbruch deutlich bleibt: In große Blöcke zerfallend erfüllen sie teilweise das Bachbett des Rudachbaches. Zusätzlich zur klassischen Lokalität auf 1.250 m, finden sich neue Aufschlüsse auf 1.170 m etwa 200 m abwärts des Grabens von der Obersehren-Alp herunter, während die Aufschlüsse in diesem Graben durch eine Rutschung verdeckt wurden.

Die Mikrofauna der die Sandsteine z.T. wechsellagernd begleitenden, dunklen Mergel ist stark Benthos-betont: *Bairdia*, z.T. skulpturierte Gavelinellen, *Globorotalites*, *Nodosariiden*, darunter *Saracenaria*, sowie stratigraphisch wichtig *Bolivina incrassata* und nur selten *Globotruncana arca* und *Globotruncana stuartiformis*; also Oberes Obercampan oder Unteres Maastricht. Stratigraphisch folgende oder tektonisch (?) anschließende Leimernmergel führen *Globotruncana contusa*, *G. falsostuarti*, *G. stuarti*, was zweifelstfrei ins Maastricht einstuft. Das Problem, wie die Rudachbachschichten als stratigraphische Vertretung der unteren Wangschichten sowie zugleich vermutlich eine Ablagerung flacheren Wassers als diese und auch als wie die Leimernmergel, in letztere und damit in die Schuppenzone hineingehört, ist schwierig zu beantworten. Vielleicht spielen hier Nord-Süd-Abgleitungen eine Rolle, wobei ein nördliches Helvetikum mit Burgberg-

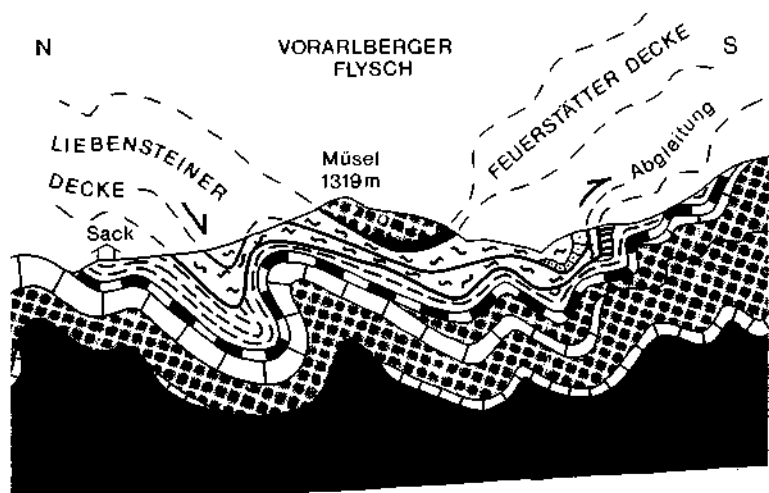


Abb. 7: Ausschnitt aus Tafel 3, Schnitt 1 zur Erklärung der Position der Rudachbachschichten innerhalb der Liebensteiner Decke durch Nord-Süd-Abgleitungsvorgänge (Pfeile) im Eozänmeer vor der nachfolgenden Deckenüberschiebung und Faltung (Legende: Taf. 3).

Grünsandstein wie er im Allgäu im Verband von Wangschichten vorkommt, Liefergebiet sein könnte. (Abb. 7).

Globigerinenmergel; Paleozän-Eozän, 38, 45 Bunte Lage darin; 42

Die Identifizierung der Globigerinenmergel der Schuppenzonen erfolgte im Bemühen um ihre Abtrennung von Oberkreidemergeln in der Regel mittels Lupen-Sofortbestimmungen im Gelände und nachfolgend, wenn nötig, durch Kontrolldünnschliffe, sodaß nur, falls Hantkeninen u.ä. vorliegen eine Zuweisung innerhalb des Paleozän-Eozän einwandfrei erfolgen konnte. Vereinzelt durch bestimmte Schlammproben und zunehmend die Nannoaktivitäten von H. STRADNER erbrachten erst nach und nach den Blick für die Faziesfeinverteilung innerhalb des ältesten Tertiärs, wie sie nun tabellarisch dergelegt wird (Abb. 3). Die Gesteinsbeschreibung der Globigerinenmergel erfolgte bei jener der helvetischen Schichtenfolge.

Aus neuer Sicht, die infolge der sich seit 1977 hinziehenden Drucklegung der Karte, in den Legenden und tektonischen Zuordnungen nur noch teilweise wirksam werden konnte (vgl. R. OBERHAUSER, 1980, S. 183, 192, 196), möchte ich in die Liebensteiner Decke (Schuppenzone) einbezogene, mitteleozäne Globigerinenmergel als Abschürfungen von der Säntisdecke betrachten und möchte der Liebensteiner Decke nur noch Globigerinenflysch (? Schelpenserie) zugestehen, der über dunklen, glaukonitsandigen Abfolgen, die auf Blatt Dornbirn Nord als Kehlegg-schichten ausgeschieden werden sollen, vom Unter- zum Mitteleozän stratigraphisch nachfolgt (R. OBERHAUSER, 1984, S. 228). Natürlich wird die Abschürfungsfläche der Liebensteiner Decke vom Normalhelvetikum sich nicht exakt an die lithologische Grenzzone zwischen den nördlicheren Grünsand-betonnten Paleozän-Eozänabfolgen und südlicheren Mergelanschlüssen, bzw. an jene zwischen Mitteleozän-Globigerinenmergel

und -flysch gehalten haben, sodaß wir keine scharf separierten Schichtskalen für die tektonischen Einheiten erwarten dürfen, zumal auch vor allem im Eozän Nord-Süd-Abgleitungen (Abb. 11) und auch solche in andere Richtungen weiter komplizieren müssen. Tatsächlich ergaben sich vereinzelt auch Paleozän- und Untereozänbestimmungen für Mergelabfolgen z.B. an der Hohen Kugel R. OBERHAUSER (1970, S. A43) und auch außerhalb der Karte an der Straße von Dornbirn nach Watzenegg auf 550 m in Bauaufschlüssen.

So gesehen müssen wir aus heutiger Sicht den Globigerinenflysch als gemeinsames Element der Liebensteiner Decke mit der Feuerstätter Decke sehen, welches sich dort im Untereozän entwickelt und, wie vordem erwähnt, im Gebiet um den Hohen Freschen dokumentiert, im Mitteleozän in den Ablagerungsraum der Säntisdecke nach Norden ausgreift. Im nächsten Kapitel soll auf ihn näher eingegangen werden.

2.3. Rhenodanubikum

Wildflyschzone (Feuerstätter Decke) und Schichtverbände darin

Stark tektonisierte Mergel und Sandsteine, 33

Kristallinblöcke darin (Hohe Kugel)

Wir betrachten die Wildflyschzone aufgrund neuerer stratigraphischer Erkenntnisse und paläogeodynamischer Überlegungen als nach Trogverlagerung weiter aufsteigende Schichtfolge des Vorarlberger Flysches, die mit Rinderbachschichten beginnt und daher dem Rhenodanubikum zuzurechnen wäre.

Da die Wildflyschzone im Bereich des Kartenblattes im Regelfall auf wenige Meter (bis max. 10–20 m) Mächtigkeit reduziert ist und auch, wo sie anschwillt nur selten reguläre Schichtverbände zeigt (die dann abgetrennt wurden, 34–37), mußte sie im allgemeinen undifferenziert ausgeschieden werden. Es handelt sich um schwärzliche, stärkstens zerrüttete Tone und Tonmargel mit fast immer zerrissenen, meist wenig mächtigen Kalksandstein- und Quarzitbänken bis -linsen, wobei fallweise auch bis metergroße Altkristallinblöcke (z.B. N. Gaphahl und Hohe Kugel: P. MEESMANN, 1926, S. 87) eingelagert sein können. Dabei ist auffällig, daß auch bei bescheidenster Mächtigkeit (bis wenige cm) die Eigenständigkeit des Gesteinsinventars des Wildflysches erhalten blieb, wobei besonders ölig glänzende Quarzite auffallen können. Wenn fremde Gesteine einbezogen sind, so meist solche aus der Liebensteiner Decke und nicht solche des überlagernden Kreideflysches, wobei letzterer viel geringere Störungintensität zeigt.

Schwimmersbodenschichten (im Westhang der Hohen Kugel); Campan-Maastricht, 37

Die Entnahme einer Schlammprobenserie zum Zweck der Beschreibung der klassischen Lokalität ± 250 m östlich Kote 1200 (Bühel) ergab, daß diese Formation als eigenständiges Schichtglied der Wildflyschzone nicht weiter aufrecht erhalten werden sollte. Es handelt sich dort um eine nun plausibel den Wangschichten zuzuordnende, auf 15 m aufgeschlossene, dunkle bräunlichgraue feinglimmerige, schieferige Mergelfolge des

Höheren Maastricht mit altersweisenden Benthos- (*Bolivina incrassata gigantea*, *Bolivinoidea draco draco*) und Planktonforaminiferen, u.a. *Globotruncana mayaroensis*, wobei Flyschsandschaler-führende Abschnitte fallweise vorkommen. Letztere sind jedoch weder typisch noch altersweisend für Höheres Campan. Andere schlechter aufgeschlossene Entnahmepunkte weiter in Richtung Nordosten, zeigen fallweise glaukonitische Bänken und dunklere Mergel, mit bescheidenen Faunen des Campan-Maastricht, jedoch sind weder die Verbände nach Hangend und Liegend noch die Fossilführung ausreichend, noch die Beziehungen der Aufschlüsse untereinander klar genug um einen neuen Schichtnamen zu rechtfertigen.

Die im Bereich der Schwimmersbodenalpe unter den Namen Schwimmersbodenschichten ausgeschiedenen Gesteine sind demnach, als dunkle, stärker tonmergelige Oberkreide von Campan-Maastricht-Alter zu verstehen, welche im oben beschriebenen Großaufschluß den obersten Wengschichten zuzurechnen sind. Daneben wurde jedoch der Name auch für stärker tonmergelige und fallweise glaukonit-sandige, dunklere Mergel von Obercampan-Maastricht-Alter mit größeren Flyschsandschaler-Anteilen verwendet, die teils stratigraphisch, teils tektonisch (?) Wengschichten aufliegen bzw. in tertiäre Abfolgen eingeschuppt wurden: sie sind wehrscheinlich in Bezug auf den ursprünglichen Ablagerungsraum heterogen.

Rinderbachschichten (bunte Tone, Quarzite); Paleozän, 35, 36

Die Rinderbachschichten wurden von R. HERB (1962, S. 76) aus dem Gebiet von Amden als vermutlich praecenomane Basis des dortigen Kreideflyschs beschrieben und von R. OBERHAUSER & S. PREY (1965, S. A33 und 39) mit den 1962, S. A41, bekannt gemachten Abfolgen des Pfüdlätschbaches bei Setteins parallelisiert, mittels Sandschaler-Faunen mit *Rzehakina epigona* der Bereich um die Kreide-Tertiärgrenze bzw. Paleozän festgestellt und demit der den Vorarlberger Flysch unterlegenden Wildflyschzone zugeordnet.

Es folgen dort auf 840 m NN nach einer Zerrüttungszone etwa 20 m völlig kalkfreie, grüne und graue, fallweise auch blutwurstfarbene rote Tonschiefer, mit quarzitischen Feinbrekzien. Daraus gehen ca. 30 m graue Tonschiefer mit zunehmend sich einschaltenden, dünnbankigen Ölquarzitlagen mit Wurmröhren an der Basis und quarzitischen Feinbrekzien hervor, die obige Mikrofauna erbrachten. Nach einer Ruschelzone folgen darüber etwa 18 m feinglimmerige sandige Mergel mit sandigen bis brekziösen Bänken, welche in Schlift vereinzelt großwüchsige Globigerinen zeigen: wohl mit dem nachfolgend zu beschreibenden Globigerinenflysch identisch. Gebietsweise treten die tonigen Zwischenlagen zurück und die weitgehend kalkfreien Quarzite (teilweise ölig glänzend: Ölquarzite) dominieren. Diese wurden anderorts von M. RICHTER und seiner Schule als Feuerstätter Sandstein dem Gault zugeordnet (zuletzt 1977 bekräftigt durch P. EGGERT) und als Glaukonit-führende, feldspatarme Quarz-Greuwacken und Phyllosandsteine angesprochen. Auf Grund neuer Mikropaläontologie wird nun doch Alttertiäralter zugestanden (vgl. K. SCHWERD et al., 1983; K. WEIDICH & K. SCHWERD, 1987). Für ein Maastricht-Paleozän-Alter des Feuerstätter Sandsteins im Vergleich mit dem Wienerwaldflysch (nach den Sandschalerfaunen mit *Rzehakina epigona*) plädierte S. PREY schon seit 1965 (vgl. S. PREY, 1968, S. 158) und soeben ergaben Proben aus Tonen mit Ölquarzitbänken bei Dornbirn zu den Sandschalern hinzu die altersweisenden Globigerinen des Dan-Mont

und nach Nannobestimmung NP 2-4 (R. OBERHAUSER, 1984, S. 227). Analoge dunkle Mergel mit massigen Quarzitbänken finden sich N Hohe Kugel im Graben westlich Briedler Alp auf 1.240 m mit Sandschalern und Dan-Mont-Nannobefunden. Die abtrennende Charakterisierung des oben erwähnten Feuerstätter Sandsteins von den Rinderbach-Schichten bedarf weiterer Bemühung.

Ebenso gibt es diese Quarzite und bunte Tone der Rinderbachschichten, wenn man vom unmittelbaren Anschluß an die Pfudidätsch-Vorkommen bei Übersaxen absieht, im Schülertobel in Muntlix, westlich Männle, im Gebiet der Alpe Göfis, auf Saluver und oberhalb Innerlaterns, wo auch die Sandschaler-Vergesellschaftungen festgestellt wurden. Wie die Quarzite mit den bunten Tönen zu jenen greuen Varianten mit den obigen Nannobefunden genau stehen ist noch nicht klar, ich halte jedoch einen wesentlichen Altersunterschied für unwahrscheinlich.

Globigerinenflysch (? = Schelpenserle); Eozän, 34

Oft mächtiger werdende, bräunlich-dunkelgraue Mergel mit oft schwach gelblich-rötlich bis orangefarben verwitternden, sandigen $\pm 5-15$ cm (max. bis 40 cm) dicken, sandigen Kalkbänken wechselnd. Untergeordnet finden sich hellglimmerreiche, schichtige Sandsteine und Feinbrekzien, welche in Dünnschliff Planktonforaminiferen aber auch Nummuliten- und Discocyclinenbruch zeigen und an welche Groblocklager anschließen können (R. OBERHAUSER, 1984, S. 227). Bei allgemein starker Zerrüttung bemerkt man, daß auch die Calcitauseilungen von Störfächen gelblich-orange Verfärbungen annehmen können. Bei den Glaukonitkörnern fallen, wie auch im Helvetikum, fürs Eozän wieder viel frischer grünliche Farben auf, als in der Mittelkreide anzutreffen sind. Schlammproben zeigen teils Globigerinen-Globorotalien-Faunen z.B. mit *Globorotalia crassata bullbrooki* (det. K. GOHRBANDT) und Sandschalern (vgl. R. OBERHAUSER, 1958, S. 128, Probe 8), teils sind sie fast völlig fossilieer nur mit pyritisierten Stengeln und Radiolarien; jedoch immer mit reichlichst Nannoplankton! Auch in Dünnschliffen fanden sich große Kugelradiolarien. So scheint dieser max. bis 50 m mächtige Flysch nach Nannobefund im Untereozän den Rinderbachschichten nachzufolgen und (vermutlich bei geringer werdender Wassertiefe?) bis ins Mitteleozän (NP 14-) weiter sedimentiert zu werden. Wie erwähnt dringt er während des höheren Untereozäns mit NP 11-12 einem dunklen Peleozän-Untereozän aufliegend (R. OBERHAUSER, 1984, S. 227) in den Sedimentationsraum der Liebensteiner Decke und später im Mitteleozän (NP 14-, 15-) sich mit Globigerinenmergeln verzahnend, in jenen der südlichen Säntisdecke nach Norden vor (siehe vorne). Ein NP 15-Nachweis innerhalb der Wildflyschzone ist bisher nicht gelungen, sodaß für diese Zeit ihre tektonische Ausschaltung für Vorarlberg schon erwogen werden kann.

M. RICHTER (1969, S. 13) und seine Schüler (H. HÖFLE, 1971, S. 7) bezeichnen diesen Flysch als Schelpenserle, wenn sie ihn der Liebensteiner Decke zuordnen und als Anteile der Unteren und Oberen Junghansenschichten (P. EGGERT, 1977) wenn sie ihn der Feuerstätter Decke zugehen. Ich wollte bei den nur bescheidenen Vorkommen dieser Flysche auf meinem Blatt diesbezüglich namensmäßig Festlegungen vermeiden, zumal die Alterszuordnung der klassischen Lokalitäten für diese Benennungen bis vor kurzem noch mehr als widersprüchlich waren: generell sehe ich einen gemeinsamen Ablagerungsraum mit den Eozän-Flyschen des Prättigaus und des Unterengadiner Fenters (R. OBERHAUSER, 1983,

S. 74), der sich im Mittleren Eozän über den ozeanisierten Raum hinaus ausweitete. Im Kartenblatt finden sich Vorkommen von hier Nummuliten führenden Eozänflysch oberhalb der Brücke in Bonacker/Mühle, wobei bei einem späteren Besuch noch eine Leimernschuppe an der Basis entdeckt wurde, zwischen Alpwegkopf und Männle einige Schürflinge, sowie mehrerorts im Gebiet der Hohen Kugel, abgesehen von erwähnten Vorkommen im Verband der Sämtisdecke-Globigerinenmergel.

Die Ähnlichkeit des Globigerinenflysches mit der Basisserie verleitet allgemein dazu, die tektonische Grenzfläche zum Vorarlberger Flysch zu übersehen.

Vorarlberger Flysch

Tristelschichten (NNW Hohe Kugel); Gault, 32

Im Nordwesthang der Hohen Kugel im Luxfallengraben südlich der Briedler Alpe sind im Verband mit Wildflyschbildungen wenige Meter Echinodermen-spätige, schrattenskalkartige Bänke aufgeschlossen, die im Dünnschliff *Coscinoquina* und Milioliden führen, die Mittelkreidealter vermuten lassen. Da solche Tristelkalk-artige Bänke im Falknis- und im Tasnagebiet auch noch im Verband des Gault auftreten, vermute ich dieses Alter, möchte jedoch Barreme-Unterapt nicht ausschließen! Es ist vertretbar, diese hohe Unterkreide als dem Vorarlberger Flysch zugehörig zu betrachten und dies auch dann, wenn ihre Platznahme olisthostromatisch erfolgt wäre.

Basisserie; Cenoman, 31

Scherbig-feintafelig anbrechende, hell anwitternde, graue Kalkmergel oft erfüllt von *Chondrites* mit meist dünnbankigen Lagen von Kalken und glaukonitischen Sandkalken wechselnd. Letztere mit oft nur wenige mm dicker klastischer Basis, welche im Schliff oft häufig Rotaliporen führt, wobei auch Turon-Anteile möglich sind. Da jedoch immer wieder Reiselberger-artige Glimmersandsteine eingeschaltet sind und auch weiter oben im Reiselberger Sandstein Basisserie-artige dünnbankig-kalkig-tonmergelige Abfolgen auftreten, sollte die Basisserie mit einer Mächtigkeit von 50–150 m als die noch abtrennbare Mikrofossil-reiche Basis des nachfolgenden Reiselberger Sandsteins angesehen werden. Gute mikrofossilführende Aufschlüsse finden sich von Christwald zur Frutz, am Grat nördlich Gapfohl, von Garnitza über Alpe Göfis in Richtung Süns, im Schuertobel nördlich Batschuns sowie auf der Hohen Kugel (R. OBERHAUSER, 1958, S. 130,131). Im Schwermineral-Spektrum fällt Granat auf.

Reiselberger Sandstein; Turon, 30

Dickbankiger, mittelharter Sandstein, reich an Hellglimmer sowie von wechselnder Korngröße jedoch nur sehr selten mit Feinbrekzien und oft nur von wenig ausgeprägter Gradierung. Im frischen Bruch dunkelgrau-blau, wittert er gelblich-braun an, zeigt bei Verlust seines diffusen Kalkgehaltes dicke Verwitterungsrinden und ist im Gebirge von Silikatflechten überzogen. Zwischengeschaltet sind dunkle bis schwarze, selten grünliche, schieferige bis feinblättrige Mergellagen. Kalkigere Einlagerungen zeigen gegen seine Basis Ähnlichkeit mit der Basisserie und in den höheren Anteilen südöstlich Bad Laterns, z.T. mehrere 100 m mächtig werdend, die Ausbildung der Piesenkopfschichten. Dort im Südosteck der

Karte kann eine Gesamtmächtigkeit von etwa 1.400 m abgeschätzt werden. Schwermineral-Untersuchungen von G. WOLETZ (1967 etc.) erbrachten Granat-Zirkon-Apatit-Spektren. Seine Mikrofossilführung ist sehr bescheiden; einmal konnte ich doppelkielige Globotruncanen in Proben aus dem Bregenzerwald nachweisen. Am Sackeck 750 m westlich Furkajoch entdeckte ich in einer Feinbrekzie an der Straße eine gut erhaltene, progressive *Orbitolina*: evt. ein turoner Epigone dieser Gattung? Der Reiselsberger ist in tieferen Lagen ein typisches Gestein finsterer Waldgebiete, so des Nordhanges der Hochgerachkette bis zur Frutz hinunter und im Stürcher Wald sowie längs der Straße von Innerlaterns zur Furka. Es erschwert der grobblockige Zerfall die Anlage von Mähwiesen und Weiden, zumal auch der saure Boden wenig Anreiz dazu bietet, im Gegensatz zu den überlagernden Piesenkopfschichten. In der 750 m tiefen Bohrung Landhaus in Hohenems (vgl. T. 4, Schnitt 6, Abb. 10) bildet er ab m 592 den Rheintaluntergrund.

Piesenkopfschichten; Coniac-Untercampan, 29

Schon vorher durch Einschaltungen angekündigt, folgt über den letzten Sandsteinbänken des Reiselsberger Sandsteins etwa 500 m mächtig und oft intensiv knittergefaltet, eine engrhythmisch-feinplattige Wechsellagerungsfolge von Tonmergeln und Mergeln mit primär ebenflächigen, meist 5–15 cm dicken, feinkieseligen Kalk-, Spongit- und Mergelkalkbänken mit oft anliegenden, dunklen Tonhäuten und mit als polygonales Netz auffälligen Harnischverfüllungen. Schlämmproben zeigen, unter den Sandschalern dominierend, kleine, verdrückte Dendrophryen (= Rinnenstäbe) sowie seltener, bernsteinfarbene Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe. Zu fruchtbareren Böden verwitternd, queren sie schon über der Waldgrenze vom Hochgerechklamm zum Gret des Furkajoches und entwickeln sich nach oben in die Planknerbrückenserie hinein durch rasche Zunahme der Bankmächtigkeiten.

Planknerbrückenserie; Campan-Maastricht (?-Paleozän), 28

Im Südosteck des Kartengebietes mit ihren ältesten Anteilen die Löffelspitze aufbauend, findet sich schon dickerbankigerer Flysch mit stärkerem Sandanteil und jenseits der Wasserscheide nach Süden, als Basis von größeren Turbidizyklen, zeigen sich, dem Hammerschlag lange widerstehend, Feinbrekzien mit Großforaminiferen wie *Siderolithes*, *Omphalocyclus* und *Orbitoides* sowie Globotruncanen, die ein Höheres Campan-Maastricht belegen: Gesamtmächtigkeit weit über 1.500 m. Mit Alttertiär-Anteilen ist im Blattbereich sicher nicht zu rechnen.

Die Grenzzone zwischen Piesenkopfschichten und Planknerbrückenserie zeigt wiederholt starke Verwalzungen die auf die selektive Tektonik zurückgehen. Daher galt sie bei E. KRAUS (1932) und M. RICHTER (1937) als Deckenscheider zwischen Sigiswanger- und Oberstdorfer Decke, was durch F. ALLEMANN, R. BLASER & P. NÄNNY (1951), folgend M. BLUMENTHAL (1936, S. 197) mit Hilfe der schleifenden Mikropaläontologie berichtigt wurde.

2.4. Molasse

Die tektonische Einteilung folgt W. FUCHS (1976; 1980, S. 145).

Jüngere Innere Molasse (= Subalpine Molesse)

Untere Meeresmolasse; Rupel, 27

Im einzigen Aufschluß auf unserer Karte beschreibt H. EUGSTER, (1960, S. 39) in den Erläuterungen zu Blatt. St. Gallen-Appenzell eine flysch-ähnliche Folge im Graben nördlich Eichberg als braun anwitternde, schwarze Tonschiefer, die mit dünnbankigen kieseligen Kalkbänken wechsellagern und ordnet sie stratigraphisch ins Rupel ein. F. SAXER (S. 69) betrachtet diesen Aufschluß als der Eichbergschuppe zugehörig, von der nur Rupel zutage kommt.

Äquivalente der Weißachschiefer auf Schweizer Gebiet; Chatt, 26

H. EUGSTER beschreibt Kalksandsteine mit Zwischenlagerung von grauen und gelben, nur ausnahmsweise roten Mergeln wobei Korngröße und petrographische Zusammensetzung sehr variabel sind. Gegen oben werden auch Geröllhorizonte gemeldet, die am Rheintalrand nicht auffällig sind.

F. SAXER ordnet die Aufschlüsse in unserem Kartenanteil von Süden nach Norden der Hölzlisberg- und Hirschberg-Schuppe sowie der Kronberg- und Forst-Gonten-Zone zu, die jeweils durch Störungen voneinander getrennt sind.

Äquivalente der Kojenschichten auf Schweizer Gebiet; Aquitan, 25

Der Forst-Gonten-Zone zugehörig zeigt der Bergücken südlich Altstätten in Sandsteinen und Mergeln als Härtlingsgerüst etwa 10–15 Bänke polygener Nagelfluh, wobei die stratigraphisch jüngeren nördlicheren Bänke nach F. SAXER (S. 66) einen deutlich höheren Anteil an kristallinen Geröllen aufweisen als die älteren südlichen. Diese Zone setzt sich nach Westen in Richtung Stoß und dann weiter ins Sittental bei Mettlen fort.

Sommersberg-nagelfluh; ?Burdigal, 24

Die nagelfluhreiche Sommersbergzone ist als Synklinalkern der nördlichen Synklinale der Älteren Inneren Molasse zu verstehen, welche in den Nagelfluhen Gerölle ungewöhnlicher Größe (bis 80 cm) führt und durch gelblich verwitternde Flyschsandkalk-Gerölle sowie auch Nummulitenkalkgerölle gekennzeichnet ist; Das Gebiet der südlichen Vorarlberger Flyschzone wäre im Einzugsgebiet. S. BERLI (1985) belegt mit Säugetierzähnen und Pflanzenresten entgegen der Vermutung der Kartenlegende nun tiefes bis mittleres Miozän.

2.5. Quartäre Bedeckung und Landformung

(mit Beiträgen von I. DRAXLER)

Glaziale- bis spätglaziale Sedimente auf dem Talrand und dem Gebirge

Moräne oder Verbaunungssediment (vorwiegend Schotter); Würm und Rückzugsstadien; lokal älter, 17

Konglomerierter Anteil in Moräne oder Verbaunungsschotter, 19

Seeton in Verbaunungssediment, 18

Moräne des III- bzw. Rheingletschers ist im Latenser Tal und Fröhdischental bis gegen 1500 m zu finden und mischt sich mit lokalem Mate-

rial. Zur Würmzeit war keine Transfluenz vom Großwalsertal her (oder ins Großwalsertal über die Furka) möglich bzw. über die Portla ins Mollental. Ebensovienig eine solche vom Rheingletscher zwischen Hohem Freschen und Hoher Kugel ins hintere Dornbirner Ach Gebiet. Daher gibt es dort keine Kristallingerölle aus der Silvretta in den Moränen.

Bergfrische Grundmoräne wird nur bei Tiefbearbeiten fallweise aufgeschlossen und kann so fest werden, daß gesprengt werden muß (wie z.B. beim Schuttabbau in Oberklien). Verbauungssedimente lassen sich nur dann fallweise kartierungsmäßig abtrennen, wenn ee zur Ausbildung von Seetonen oder Schottern kommt, vor allem, wenn letztere konglomeriert wurden. Ansonsten kann der Formenschatz Auskunft über die spätglazialen Abläufe geben.

Rißmoräne konnte nirgends ausgeschieden werden, jedoch könnten stärker entkalkte, hochliegende Moränen zugehören, z.B. auf der Wasserscheide südlich des Schwarzenberg.

Toteisloch, 23

Wallform, 22

Kante von Kamesterrasse, Erosionsanschnitt in Glazialablagerungen, 21

Paraglaziale Schmelzwasserrinne, 20

Wallformen, paraglaziale Schmelzwasserrinnen, Kamesterrassen sowie Erosionsanschnitte in den Glazialablagerungen und Toteislöcher helfen bei der Deutung. Sie gestatten oft auch Aussagen über die Materialbeschaffenheit und lassen einen geringeren Feinkornanteil vermuten, wenn Wasserbewegung in Elenähe die Formbildung bestimmte.

Sedimentfüllung paraglazialer Schmelzwasserrinnen und anschließender Schuttfächer (meist Schotter); Würmgletscher-Rückzugsstadien, 16

Eine solche wurde verzeichnet als in die Rheintalfüllung überleitend im Valdunatal und der Talfüllung von Levis – Altenstadt, (hier belegt verstärkte Geröllverwitterung höheres Alter, vgl. Tab. 1), aber auch reliktsch erhalten in St. Arbogast bei Götzis auf etwas höherem Niveau. Auch die Trockentalzüge höher im Gebirge dürften, nach der raschen Wasserversickerung zu schließen, einen grobklastischen Inhalt haben!

Spätglaziale bis postglaziale Sedimente im Gebirge

Mure, 15

Blockwerk von Bergsturz- und Rutschmassen, 14

Hangschutt (Mergel teilweise verlehmt), 13

Die Ausgangsgesteine bestimmen die Materialzusammensetzung: Kalke, Kalkarenite, Quarzarenite, Kalkmergel und Mergel- oder Wechsellagerungen verschiedener Art. Bei Hangschutt und Bergsturzmassen, welche immer in der Fall-Linie zu beziehen sind, ergibt sich die Beurteilung der Zusammensetzung meist ohne Probleme aus der Eigenart der liefernden Gesteine. Bei Rutschmassen und Muren ist das Ausgangsgesteinen oft nicht auf kürzestem Weg zum Ablagerungsort verbracht worden und es wurden oft auf dem Transportweg anstehende Lockergesteine in den Rutschkörper eingebracht. Ein starker Mergel- oder Tonmergelanteil ist

jedoch unerlässlich, da sonst das für die Rutschvorgänge nötige Wasser nicht gebunden hätte werden können.

Sackungen, Rutschungen, Bergzerreibungen, Murgänge

Rutschungen und Sackungen sind vor allem in den Valangienmergeln des Mellentales weit verbreitet, wobei neben Schutt und Moräne, vor allem von der Diphyoides-Kieselkalk Wand abgelöstes Blockwerk und sogar Segmente bis Haus- und Wohnblockgröße einbezogen werden.

In geringerem Umfang als das Valangien sind die Drusbergschichten von diesen Erscheinungen betroffen. Vermeldet werden soll eine Rutschung vom Bocksberg bei Ebnitz zum Hackwald hinunter, wobei miteinander Schrättkalk mit Großblockwerk aufreißt, sowie Sackungen vom Rücken Letze – Firat in Richtung Fröhdisch.

Im Laterner Tal zwischen Vorderlaterns und Bonacker künden oberhalb der Straße auf ca. 1130 m offene Spalten von aktueller Unruhe.

In den mergelbetonten Jungschichten und im Flysch ist Bodenunruhe mit offenen Spalten nordöstlich Übersaxen in Wangschichten im Gschlans zu vermeiden, jedoch auch die Wangschichten-reichen Hänge von Grat der Hohen Kugel nach Westen bis nach Fraxern-Weiler (vgl. Kap. 5) und nach Osten sind sehr unruhig. Neuerdings zeigt sich hinter Dafins im Bereich Bickel – Madlens größere Unruhe in Wangschichten und Globigerinenmergeln. Ebenso sind Rutschungen östlich Suldis und östlich Furx bei Bingadels aktiv. In Amdener Schichten zeigt der Westhang zum Finsternaubach in Hohenems Bewegung. Im mergelbetonten Helvetikums-Anteil und im tonmergelbetonten Anteil der Molasse der schweizer Talseite herrschen analoge Verhältnisse.

Im Reiselberger Sandstein finden sich im Gipfelgrat des Gapfahl Bergzerreibungen. Gleiches zeigt sich in viel größerem Umfang östlich gegenüber am Gehrenfalben, wobei hier eine alte Sackung, auf der noch Moräne liegt, den Garnitzental-Eingang stark verengt hat.

Materialtransport durch Murgänge wurde auf der Alpe Garnitza hinter Bad Innerlaterns erkannt. Ebenfalls werden am Rheintalrand bei Muntlix und in Hohenems Murschuttkegel ausgewiesen, in beiden Fällen wurde Moräne und Mergelschutt verlagert.

Bergstürze

Kleinere Felsstürze namentlich aus den steilen Schrättkalkwänden erster und zweiter Kulisse der Rheintalränder ereigneten sich immer wieder, so ein solcher von der Schrättkalkfelswand zwischen Kobel und Fallenkobel unterhalb Götzis ins Ried hinunter in den ersten Nachkriegsjahren. Größere Bergsturzereignisse konzentrierten sich in der letzten Zeit im Stadtgebiet von Hohenems sowie am Hohen Freschen.

Am 8. Juli 1967 entgingen Hohenemser Äpler mit ihren Vieh nur knapp einer Katastrophe, als sich ein Bergsturz von der Freschen-Kante westlich des Schusterstuhls löste und über den Alpweg hinabstürzte. Im Jänner 1971 erfolgte dann, von Menschen unbemerkt, hier ein sehr großer Folgebergsturz. Durch fortschreitende Felsverwitterung und Abtragung hatte hier die Natur sehr große Massen von Drusberg-Schichten aus dem Verband gelöst und, nachdem das Übergewicht erreicht war, über 360 Höhenmeter zum Sturz gebracht. Der Auslauf der Mergel-Schneelawine über die Schutthalde in den Wald des Heschlachgrabens hinunter war bei weiteren 500 m Höhenunterschied etwa 1600 m lang. An der Stirn der Sturzmasse blieb nach der Schneeschmelze ein Verheuer aus Holz und

Mergelplatten zurück und der Bach von der Schönenwaldalpe herunter wurde zu einem Bergsturzsee gestaut. Der Winddruck vernichtete die Hütte der Haslach Alpe.

Kurz darauf am 7. Mai 1971 kam es im Bereich der invers gestellten Klienfelswand bei Hohenems-Oberklien nahe dem nördlichen Blattrand zu einem Bergsturz (vgl. Abb. 8). Nachdem durch mehrere Jahre aus dem Bereich einer Felsnische heraus etwa 500.000 m³ an Grundmoräne und Hangschutt für die Autobahnschüttung weggeführt wurden, war ein bis dahin etwa zu zwei Dritteln in diesem Schutt vergrabener Felskeil, der durch alte Störungen gegen das Gebirge abgesetzt war, aus dem Gleichgewicht geraten. Aber erst viele Monate nach Abschluß des Abbaues und ohne witterungsbedingten Anlaß kam der Berg in Bewegung. Dies wurde jedoch vermeldet durch vermehrten Steinschlag, Unruhe der am Felsen nistenden Vögel, und zu guter letzt durch die sich öffnenden Spalten, was dann im letzten Augenblick zur Evakuierung der Bewohner von Oberklien führte.

Nach Abgleiten auf Drusberg-Mergeln kam es zum Absturz von ca. 200.000–250.000 m³ Altmanschicht, Kieselkalk und Valang-Berrias Kalken. Bei einer Sturzhöhe von etwa 100 m in grobes Blockwerk zerfallend, füllte er einen Teil der vorher durch Abbaue geschaffenen Hohlform wieder auf. Da ortswärts ein Damm beim Abbau stehen gelassen wurde, kam es nur zu geringen Sachschäden und zu keinem Personenschaden. Von Füchsen und Dachsen bewohnte Spalten, waren im Abrißbereich

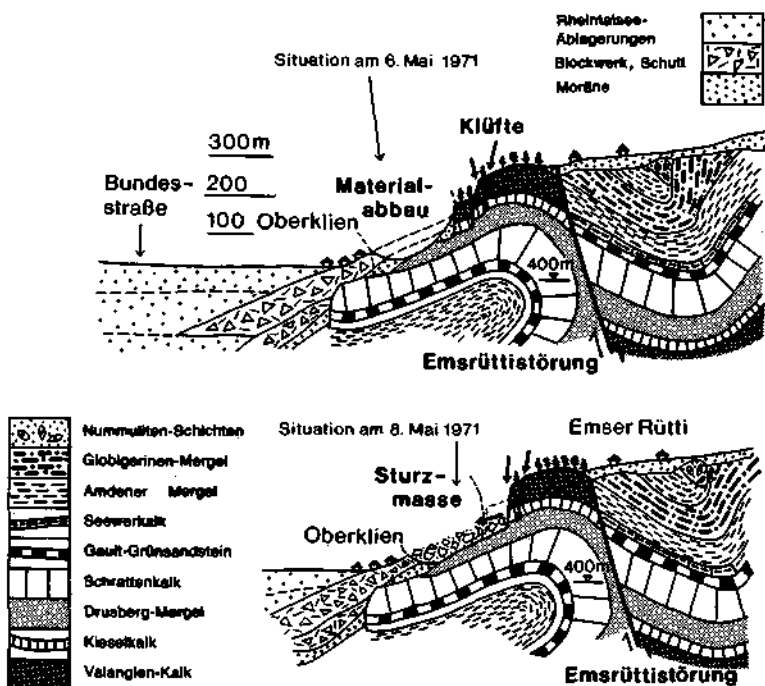


Abb. 8: Der Bergsturz von Oberklien nördlich Hohenems, entstanden durch schichtparallele Abgleitung in invers gelagerter Unterkreide der Falte von Hohenems.

schon vorher bekannt und setzen sich nun sichtbar in den oben verbliebenen Felsbereich hinein fort. Es wurden nach dem Bergsturz dort „Spione“ eingesetzt, die bisher keinerlei Auffälligkeiten zeigen.

Postglaziale Sedimente im Gebirge

Hochmoor, 12

Niedermoor und Naßböden im Gebirge, 11

Quelltuff, 10

Quelltuffe, Niedermoore, Naßböden und Hochmoore sind Beispiele biogener und biogen beeinflusster Sedimentation, welche heute noch aktiv ist.

Die Quelltuffe entstehen durch biogen beeinflusste Kalkausfällung in Quellaustritten aus kalkreichem Schutt. Über wassersteuenden quarzsandigen, tonmergeligen bis tonigen Gesteinen kann es in saurem Milieu zur Moorbildung kommen, wobei eine noch vorhandene Beeinflussung durch Fließwasser zur Niedermoorbildung führt, ihr Fehlen zur Hochmoorbildung. Areale mit Amdener Schichten (Untersehren, Schuttannen, Orsanken Moos W Hohe Kugel) bieten die gesteinsmäßigen Voraussetzungen für letztere.

Über das Föhrenmoos (Abb. 9) in Schuttannen bei Hohenems führt I. DRAXLER weiter aus:

Fläche: 3,5 ha; **Tiefe:** Ca. 5,30m Torf im zentralen Teil.

Hochmoor mit Spirken bewachsen, im Unterwuchs über der Sphagnum-Decke sind vor allem *Vaccinium*-Arten (*V. myrtillus* – Heidelbeere, *V. oxycoccus* – Moosbeere, *V. uliginosum* – Rauschbeere) und andere Hochmoorzeiger, wie *Andromeda polifolia* – Rosmarinheide und *Eriophorum vaginatum* – scheidiges Wollgras kennzeichnend. Verlandungsmoor, aus einem kleinen Spätglazialsee entstanden.

Sedimente

660–600 cm: Ton und Silt mit Karbonat und Feinsandlagen.

600–530 cm: Tongyttja mit Plättchen von Seekreide, Flachwassersediment mit *Pediastrum* und *Botryococcus*.

530–500 cm: Stark zersetzter Torf mit Radicellen.

500–480 cm: Stark zersetzter Torf mit Schilf, Holz, Radicellen und Braunmoosen.

480–375 cm: Niedermoorortf.

375–330 cm: Zwischenmoortorf.

330– 0 cm: Hochmoortorf mit *Sphagnum*-Blättchen und *Eriophorum*-Horsten.

Pollanzonen von 680–500 cm

660–640 cm: *Pinus-Maximum* (79 %) durch Fernflug verursacht, höchster Anteil an Präquartärpalynomorphen, keine Vegetationsdecke.

Älteste Dryas Ia

640–590 cm: Hohe NBP Werte, hoher Prozentsatz an *Artemisia* (28–49 %), *Chenopodiaceae* (8–18 %), *Helianthemum* (8 %), *Poaceae* (28–32 %).

Bölling Ib

590–570 cm: *Juniperus-Hippophae*-Strauchphase, *Betula*-Anstieg bis 20 %, starker Rückgang von *Artemisia*, Hochstaudenflurenelemente (*Epilobium*, *Scabiosa*), geschlossene Vegetationsdecke, keine umgelagerten Präquartär-Palynomorphen.

Ältere Dryas Ic nicht nachweisbar

Alleröd II

570–540 cm: *Pinus-Maximum* bis 73 %, *Poaceae* bis 10 %, lokale Auflichtungen Ansteigen der Waldgrenze, Zunahme des *Pinus cembra*-Anteils.

Jüngere Dryas III

540–530 cm: Geringfügige Vegetationsänderung, geringe Zunahme der *Poaceae*. Auftreten von *Juniperus*, *Thalictrum*, *Artemisia*.

Präboreal IV

530–500 cm: Neuerlicher *Pinus*-Anstieg bis 83 %, rasche Ausbreitung von Eichenmischwald und *Corylus*-Beständen.

Der Name „Naßböden“ soll darauf hinweisen, daß es bei schlechten Aufschlüssen oft nicht möglich ist, Quelltuff-Beeinflussung und Niedermoor-Vernässungen klar abzutrennen, d.h. ob kalkabscheidende Quellaustritte diese verursachen, ob eine Versumpfung durch Niederschlagswasser erfolgt oder ob beides ursächlich mitwirkt.

Bachablagerungen im Gebirge, 9

Bachablagerungen im Gebirge wurden im Leternsertal dort ausgeschieden, wo aktiver Talzusub von Norden her die Transportleistung des Frutzbaches immer wieder einschränkt, sodaß die Erosion mit dem Ausräumen des Schuttes nicht nachkommt.

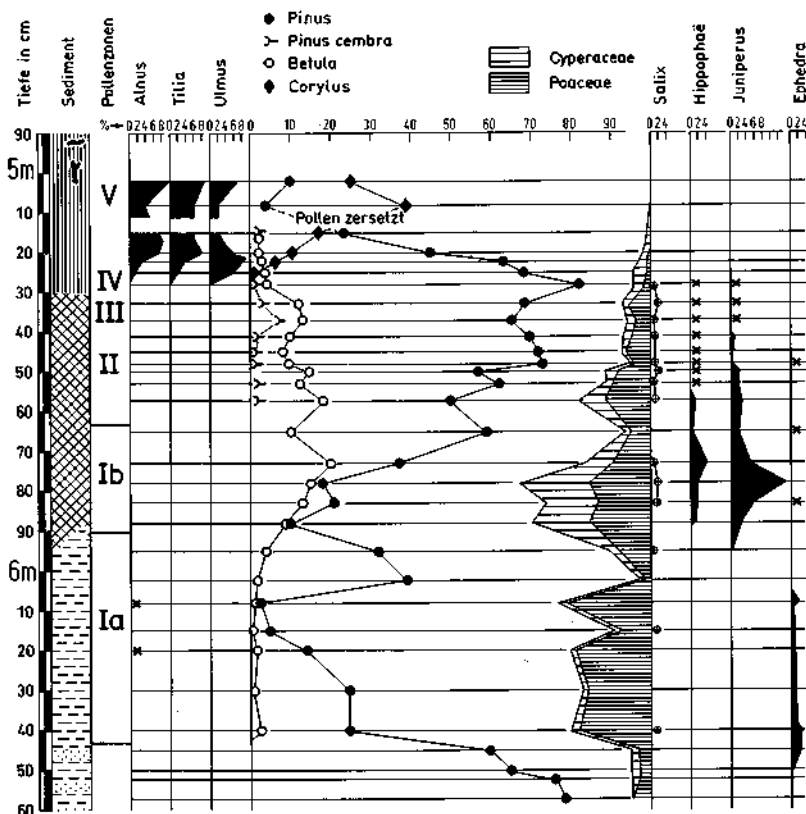
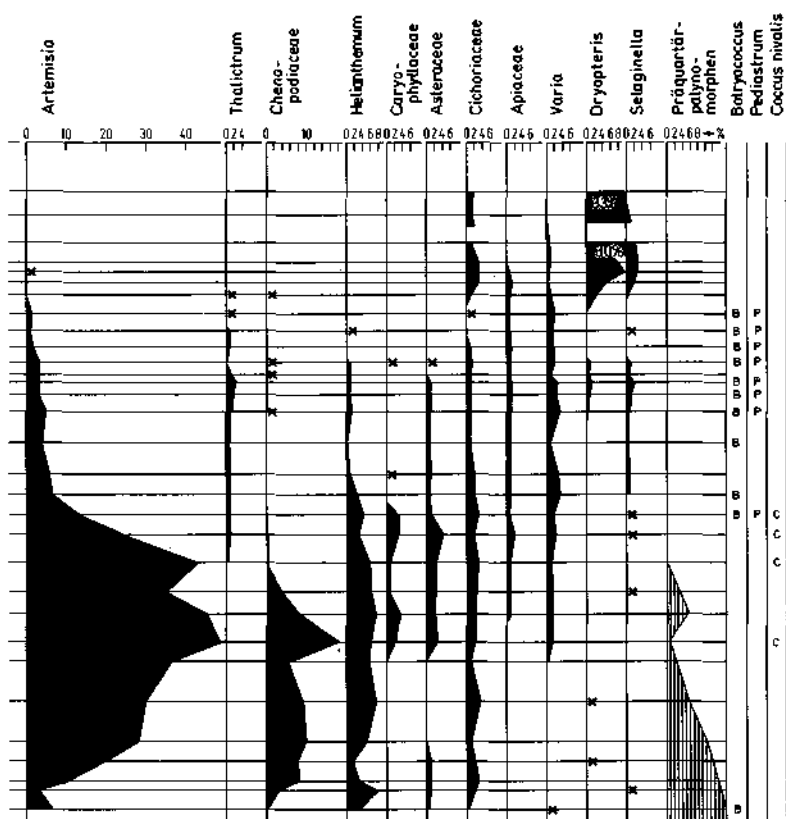


Abb. 9: Vereinfachtes Pollendiagramm vom Fohrenmoos (Spätglazial und frühes Postglazial), Schuttannen, Hohenems, 1040 m; Gesamtsumme Baumpollen + Nichtbaumpollen + Sporen = 100 %.

Eine alte Strandlinie nördlich Götzis, 8, belegt einen hochgelegenen paraglazialen Seestand unmittelbar nach dem Ende der paraglazialen Schüttung aus der Montfortklus, wes einen Eiswall im Tal draußen verlangt, der eventuell bei Bregenz-Rieden oder im Schatten der Felswände südlich Dornbirn am Felsen anstieß.

Postglaziale Sedimente der Talebene

Erosionsanschnitte des Rheins, 7, werden rechtsufrig zwischen Meiningen und Hohenems auf weite Erstreckungen namentlich in Sedimenten der Zwischenzone vermeldet, nördlich Götzis ist auch der paraglaziale Fächer aus der Montfortklus betroffen. Linksufrig wurde nur bei Kriessern in der Aue eine Eintragung gemacht.



- Zersetzter Torf mit Schilf u. Holz, Radicellen, Braunmoos
- Sand
- Tongytta
- Ton u. Silt mit Karbonat

x A 1%

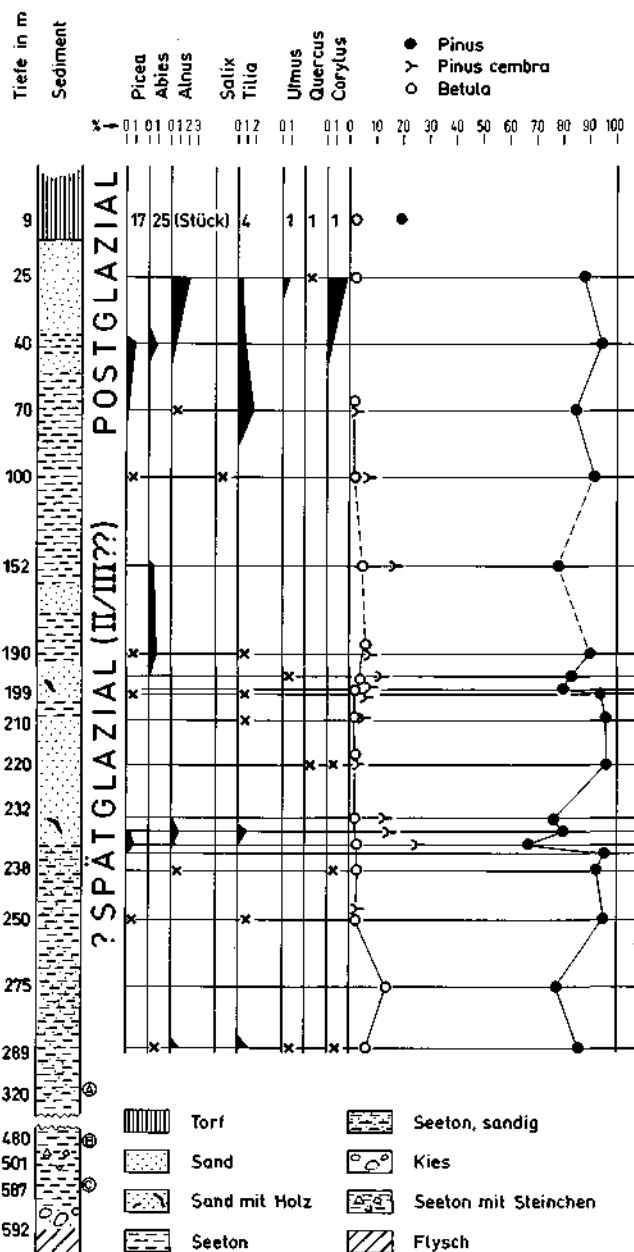
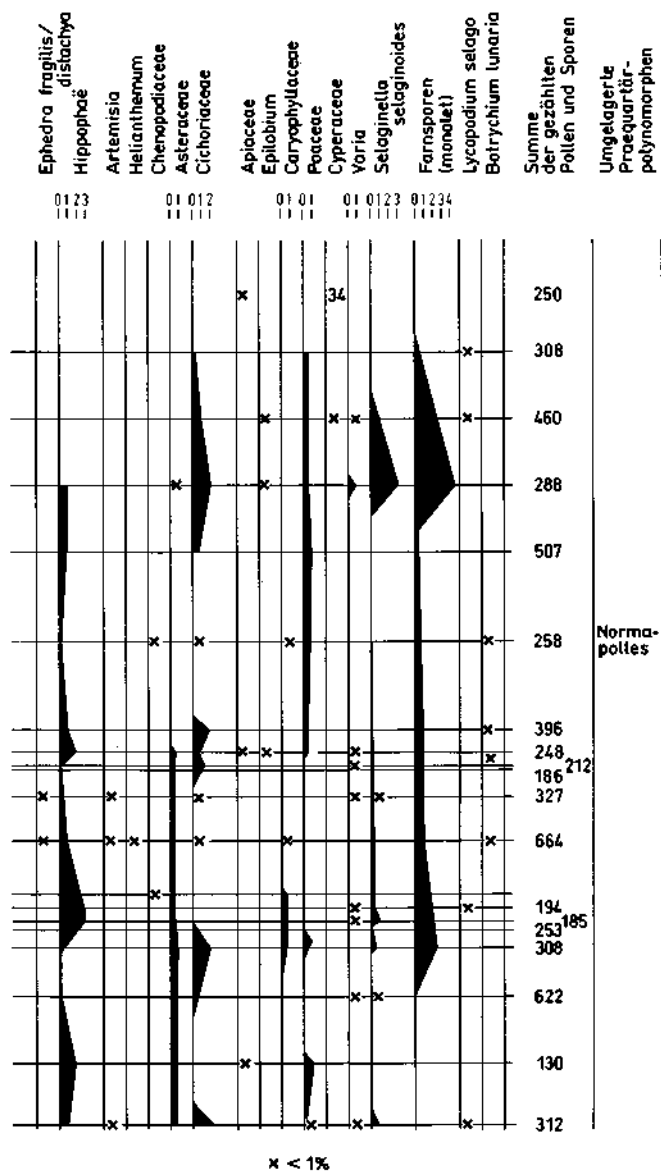


Abb. 10: Pollendiagramm der Spülbohrung "Landhaus" bei Hohenems; Baumpollen + Nichtbaumpollen + Sporen = 100 %, Probenahme und Sedimentbeschreibung von P. STARCK.



- ⊕ vereinzelt Pinus, Epilobium
- ⊗ vereinzelt Pinus, Selaginella
- ⊙ vereinzelt Pinus, Dinoflagellaten

- Niedermoor (Riedgebiet) in Zwischenzone, 6**
Ablagerungen einer Zwischenzone (verlandeter Rest des Rheintal-
sees), 5
Schwemmkegel eines Nebenbaches (wurzelfern), 4
Schwemmkegel eines Nebenbaches (wurzelnah), 3
Junger Schwemmfächer der III, 2
Schwemmfächer des Rheins (Aue), 1

Infolge sehr geringer Erosion und intensivem Bewuchs sind nur jüngste Anteile der vorgenannten geologischen Körper zugänglich bzw. die sich darauf entwickelnden Bodenbildungen. Durch künstlichen Aufschluß wissen wir, daß der Schwemmfächer der III und des Rheins bis hinab nach Mäder an der Oberfläche aus proximalen Delta-Ablagerungen aus Kies und Sand besteht, welche bis 40 m mächtig werden können und im Flußstrich noch weiter bis zum Blattrand sich fortsetzen (vgl. M. EBERLE, 1987). Welchen Anteil das Postglazial an den 592,8 m Talfüllung der Bohrung Hohenems Landhaus hat (vorwiegend Seetone, vgl. Taf. 4, Schnitt 6 und Abb. 10) ist noch ungewiß. Nach I. DRAXLER (Abb. 10) gehören jedoch die oberen ca. 80 m der Seetone mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit zum Postglazial. Wieweit auch noch tiefere Sedimentanteile dazugehören, ist nicht genau feststellbar, da Pollenverschleppung von oben anzunehmen ist.

R. HANTKE (mündliche Mitteilung) vermutet im Isenriet am Blattrand Alleröd in ca. 80 m Tiefe.

Die Schuttkegel der Nebenbäche haben infolge Mergel-betonter Einzugsgebiete und kurzer Transportwege nur im wurzelnahen Teil Kies- und Sandbänke aus der unmittelbaren Umsetzung glazialer Sedimente, ansonsten reichlich Mergelgerölle und hohen Tonanteil. Im wurzelfernen Teil tritt das Grobkorn weiter zurück und fingern Torfablagerungen aus der Zwischenzone zu. Lediglich die Frutz führt noch Kies- und Sandbänke im wurzelfernen Fächer. Ansonsten setzen in der Zwischenzone meist ziegeleifähige Tone die Seetonablagerungen der größeren Tiefen des Rheintales bis nahe an die Oberfläche fort und werden dort, wo sich am längsten Restseen gehalten haben, zuletzt durch Torfbildung abgelöst.

Kies- und Lehmgruben sowie Torfstiche gaben (neben vereinzelt Bohrungen) Aufschluß über die Materialzusammensetzung (vgl. Tab. 1) und lieferten aus Holzresten ¹⁴C-Datierungen (W. KRIEG, 1968, im Illfächer bei Meiningen-Paspels: 10.110 ± 140 Jahre vor heute). Die Hohlformen wurden zum großen Teil als Deponien verwendet und verfüllt. Namentlich bei den Autobahnbauten erwiesen sich Zwischenzone und anschließende wurzelferne Fächer als nur wenig tragfest.

3. Paläogeographie, Tektonik, Landschaftsgeschichte

Geologische Entwicklung

Berrias-tiefes Valang: Von der Gezeitenzone bis zum Rand der Europäischen Plattform werden Oolithe und Bioklastika abgelagert (Valangienkalk), am Abhang zum äußeren Schelf leicht detritisch beeinflusste Mergel (Zementsteinschichten, Valangienmergel).

Hohes Valang–Unterhauterive: Mangelsedimentation bis Kondensation mit Glaukonit und Phosphoritknollen nach S übergehend in aptychenreiche hemipelagische Kalke (Diphyoideskalk).

Höheres Hauterive–Unterbarrême: Am Plattformrand areal die Kieselkalkglätze am unteren Abhang und am äußeren Schelf quarzsandreiche, spikulitische Kalke, mächtiger werdend (Kieselkalk), im Unterbarrême Kondensation (Altmannbank).

Mittelbarrême–tiefes Apt: Wenig differenzierter Schelf mit im S durchgehender Kalk-Mergel Wechsellagerungs-Sedimentation (Drusbergschichten), in die oolithisch von N und W her rasch einsetzend und nach S und E allmählich bioklastisch werdend, der Schrattenkalk einfigert. Turbiditisch sedimentierte Bioklastika als Tristelschichten im Vorarlberger Flysch.

Hohes Apt–Alb(–Untercenoman): Kondensation und sehr langsame Kalkmangel-Sedimentation der Gaultgrünsandsteine mit klastischem Quarz, Glaukonit, Phosphoritknollen (oft als Fossilsteinkerne), schwarzen Schieferen, abgelagert auf innerem und äußerem Schelf mit dazwischenliegender Rampe bei großer Sauerstoff-Armut (nach K.B. FÖLLMI, 1989).

Oberes Alb–Untercenoman–Santon: Pelagischer Kalkschlamm geringer Mächtigkeit erfüllt von Globotruncanen mit Grünsand-Eingleitungen vom inneren Schelf, Seewerkalk, Liebensteiner Kalk, tektonische Unruhe an der Grenze Turon-Coniac (K.B. FÖLLMI, 1989). Im Vorarlberger Flysch ca. 1000 m Basisserie–Reiselsberger Sandstein mit turbiditischer Beschickung aus dem Osten, im tiefmeerischen Raum abgelagert.

Santon–Campan–Maastricht: In Ufernähe glaukonitisch-quarzsandige Bregenzerach- und Rudachbachschichten, am inneren Schelf tonmergelige Amdener Schichten–von sandig-schieferigen Wangschichten (z.T. diskordant) überlagert–am äußeren Schelf planktonbetonter Liebensteiner Kalk mit Leimernmergeln darüber. Letztere vermitteln über die Sateinser Serie zu den Piesenkopfschichten, zum Plankner Brücken-, Fanolaserie-Komplex im tiefmeerischen Rhenodanubikum mit Orbitoidenbruch in den Basislagen von Turbidit-Sequenzen, zunächst vom Westen dann wieder von Osten zugeführt.

Dan–Paleozän–Unter- und Mitteleozän: Schichtlücken-reiche Glaukonit- und quarzsandführende Nummuliten- und Lithothamnienkalke sowie Grünsandsteine gehen am äußeren Schelf in Globigerinenmergel und -flysch über. Letzterer verbindet zum im Untereozän durch Plattenconvergenz sich schließenden Penninikum. Dort lag im Paleozän randnah ein Tiefsee-Graben mit kalkfreien Rinderbachschichten und Grobblockwerk. Eine im Mitteleozän über den Schelf zur Plattform ausgreifende Böschungs-Versteilung bringt N–S-Abgleitungen auch von dort und befördert Rudachbachschichten in die Leimernmergel, und Wangschichten mit Fraxerner Grünsand auf Globigerinenmergel (Abb. 7, 11).

Obereozän–Lattorf–Rupel: Die Subduktion erfaßt die Plattform und befördert das Deckengebäude aus Penninikum und Ostalpin übers Helvetikum. Dort erlischt die Globigerinenmergel-Sedimentation und entsteht nach N ausgreifend und durch Fischechiefer und Lithothamnienkalk kenntlich, die Molassevertiefe. Hier dringt mit den Deutenhausener Schichten Flyschfazies ein, um sich aufsteigend in Tonmergel und Bausteinschichten zu verlieren.

Chatt-Aquitain: Meeresregression und starke Erosion im Alpeninneren. Ein Ur-III-Flußsystem lieferte über das vergraben sich aufwärmende Helvetikum nach NW die Kronberg-Gäbris Fächer. Diese werden unmittelbar nachfolgend, von S nach N fortschreitend, dem sich verfallenden Deckengebäude unterschichtet und dabei zu den Synklinen der Subalpinen Molasse verbogen. R. HANTKE meldet erste glaziale Einflüsse. Die Untergrundabscherung im Helvetikum erfolgt W des Rheins über dem Quintnerkalk und E davon darunter, wobei die Abreißflächen in ihm in die Trennflächen der Molasse-Synklinen einscharen.

Burdigal (Eggenburg)-Helvet (Ottang): Nach Schüttung des Sommersberg-Fächers Umschwenken auf NNE-Entwässerung zum in die absinkende Rheintal-Achsendepression eindringenden Meer der OMM. Die Liegendfalten dort erleiden nach NW hinabstaffelnde Dehnungsbrüche. Später demonstrieren Rehag- und Emserütli-Bruch (Abb. 6, 8) den Westalpenanstieg.

Obermiozän-Pliozän: Nach dem folgenden allgemeinen Meeresrückzug verursachen Hebungen und begleitende Erosion am Rheintalrand Böschungen über 1200, von 1000–800 und unterhalb 650 m und dazwischen Altflächen von 1200–1000 und von 800–650 m. Nach R. HANTKE verstärken weitere Talvergletscherungen die Erosion.

Pleistozän: Talfüllende Eisströme längs des Rheins maximal bis zum Schwarzwald mit langandauernden Zwischeneiszeiten, schürften im Rheintal bei Hohenems bis ca. 300 m unter dem Meer und legen in der letzten Eiszeit auf den östlichen Talrand Moränen bis ± 1500 im Frutzgebiet, bis ± 1400 bei Götzis – Hohenems und bis ± 1350 im Ebniter Tal. Dem zurückschmelzenden Eisstrom folgte jeweils ein Rheintalbodensee nach. Beim Eisaufbau und -abbau werden paraglaziale Wasserwege eingefurcht, die als Hang-parallele Trockentäler überliefert sind.

Holozän: Nach dem letzten Abschmelzen des Eises im Talgrund folgt von Norden auf ± 400 m der bisher letzte Rheintalbodensee nach, welcher zur heutigen Rheinebene verlandet. In den heutigen Torfgebieten sind noch bis in die Eisenzeit größere Restseen nachweisbar.

Erläuterung der tektonischen Karte, Tafel 1

Diese Karte schließt auch die Walgaukarte mit ein und zeigt beidseitig der Rhein-III Aue den ab dem höheren Miozän gehobenen und nachfolgend stark erodierten Felsuntergrund. Er zeigt Deckenbau.

Dieser entstand zur Eo-Oligozän-Zeit durch die Subduktion von Helvetikum, Nord- und Mittelpenninikum unter ein schon während der Oberkreide entstandenes Deckengebäude aus Südpenninikum und Ostalpin. Seine Faltung erfolgt in Verbindung mit der Subduktion der vom Oligozän zum Miozän im westnordwestlichen Anschluß jeweils vorher abgelagerten Jüngeren Inneren Molasse. Es sind die Synklinalachsen verzeichnet. Sie schwenken von E–W auf NE–SW ein und zeigen vorne längs der Dornbirner Ach sowie längs des Rheins eine deutliche Achsialdepression, wobei letztere übers Valdunatal nach Südosten einschwenkend sich III-aufwärts fortsetzt. Die Falten im Helvetikum zeigen Radien von 50–500 m aber auch bis 1000 m, je nach Gestein. Überliegende Falten fallen im nördlichen Helvetikum beider Rheintalränder auf (Taf. 3, 4; Abb. 13) und zeigen Dehnungsbrüche nach NW, die massiv hinunterstaffeln. Den Westalpen-

anstieg fördern Brüche bei Oberriet; die steile Störung entlang der Hohenemser Falte (Emsrüttelstörung) könnte zudem noch eine Seitenverschiebungs-Komponente haben. Bei der Hebung der Staufenspitzgruppe wirken rechts- und linksseitenverschiebende Blätter auffällig mit.

Die Störungsflächen zwischen den Molassesynklinen dürften in der Tiefe sehr weit nach Süden untergreifen und mit tieferem Helvetikum kommunizieren. Liebensteiner und Feuerstätter Decke sowie Rhenodanubikum, sind soweit sie als Klippen vorliegen, harmonisch in die Faltung integriert. Im südlichen Flysch dominiert in den Schichtverbänden Knitterfalten-Kleintektonik und ist wie im Ostalpin die Falten tektonik ruhiger – abgesehen vom Mittelpenninikum und den Basisschollen.

Die Anlage des Rheintals und des Illtales wurde durch die erwähnte Achsialdepression gefördert. Neben starker glazialer Erosion wirkt im Rheintal zweifellos auch das noch heute aktive Churer Lineament mit, sodaß bei Hohenems die Talfüllung mehr als 700 m dick ist. Im Bereich des Illfächers wurden 600 m angenommen (Taf. 3, Schnitt 4), was mit gravimetrischen Untersuchungen übereinstimmt (E. POSCH, 1989, S. 69).

Erläuterung der Schnitte der Tafel 3

Schnitt 1 verläuft bis in die Molasse ausgreifend in einem Abstand von 1.750 m vom östlichen Blattrand von Norden nach Süden, ebenso Schnitt 2, im Rheintalseeverlandungskörper über Nördlicher Flyschzone beginnend, etwa im Meridian der Hohen Kugel durch Helvetikum und Flysch nach Süden über den Hochgerachkamm hinweg zum Sonnenhang des Walgaus. Die Schnitte 3 und 4 tragen dem Einschwenken der Faltenachsen nach Südwest Rechnung, indem sie NNW-SSE laufend entworfen wurden. Sie beginnen am unter den Rheinalluvionen vergrabenen Molassekontakt bzw. in jüngeren Anteilen der Molasse westlich Altstätten und durchqueren die talrandnahen Teile des Helvetisch-Penninischen Deckengebäudes bis zur Südlichen Vorarlberger Flyschzone.

Der Kontakt der Jüngeren Inneren Molasse zum Helvetisch-Penninischen Deckengebäude wird, wiewohl stark tektonisch überprägt, so doch von mir als primär stratigraphisch verstanden, wobei die primäre Unterlage der Molassebasis nach dem Befund an der Bödelestraße aus Staadschiefer-artigen Globigerinenmergeln des Ober- und Miozän mit Nummulitenschichten, Wangschichten und zutiefst Bregenzerachschichten der Rhomberg-Nackkopf-Schuppen bestanden haben dürfte. Wie schon A. HEIM (1928, Tafel 2/1) andeutet, ziehen die im Schweizer Rheintalhang immer dem südlichen Erosionsrand der Molasse nahe gelegenen Vorkommen von Amdener Mergeln mit *Gryphaea vesicularis* in gleicher Position bis ins Bregenzerachtal weiter, wurden dort von L. RIEDEL, 1940 als Bregenzerachschichten bezeichnet und kommen von Schwarzenberg übers Bödele bis Dornbirn mit flachwasserbetonter Makro- und Mikrofauna immer wieder vor (R. OBERHAUSER, 1984, S. 227). Sie könnten mit im Verband stehenden Wangschichten den tektonisierten Untergrund einer stratigraphisch folgenden Molasse bilden und nach G. WYSSLING zudem Jungschichten seiner Hohenemser Decke sein, was mich verleitet diese Oberkreideflachwasserfazies auch noch in den Schnitten 2 und 3 zu platzieren. Andererseits könnten Nordsüdableitungen im Eozän auch hier für die Bregenzerachschichten diskutiert werden. Als tektonische Überlagerung der Rhomberg-Nackkopfschuppen ergäbe sich tektonisch (oder

erosiv), molassewärts allerdings amputiert, die Liebensteiner Decke mit einer stark zerschürften Oberkreide und ihrem Tertiär mit Kehleggsschichten und Globigerinenflysch; tektonisch höher sind die Wildflyschverbände und das Rhenodanubikum des Nördlichen Vorarlberger Flysches. In den Schnitten 2 und 3 bemühe ich mich diese Verbände unter die Rheintalaluvionen weiterzuziehen, wobei nur die Bohrung Hohenems-Landhaus (Tafel 4) die Phantasie kanalisiert.

Im Schnitt 4 am Schweizer Talrand wird zwar eine Flyscheinmuldung unter Aue noch theoretisch gefordert, ist jedoch eher in Zweifel zu ziehen und erst oben am Fährnerengipfel nachgewiesen: was als Folge des Achsenanstiegs der Westalpen interpretiert werden kann. Nach Süden schließen unter dem Flysch allgemein zwischengeschaltet die Liebensteiner Decke und fallweise zwischengeschaltet, \pm tektonisch selbständig die Schuppenzonen von Haslach-Emsrütli und von Dafins (Schnitt 3: Schulerertobel) an, die im wesentlichen aus Paleozän- und Eozännummulitikum mit begleitenden Mergeln bestehen sowie die Rudachbachverschuppung (Schnitt 1, südlich Müsel) mit evtl. im Eozän-Meer von Norden eingelittener Glaukonitoberkreide (Abb. 7), und darunter, den alle Verbände erfassenden Faltenbau bestimmend, die Säntisdecke: im Norden kalkbetont im Süden mergelbetont. Die Mächtigkeitsveränderung beim Kieselkalk und der Schrattekalk-Drusbergschichten-Verbund sind dargestellt, bezüglich des Valang-Berrias wurde eine Darstellung der Faziesdifferenzierung in den Schnitten nicht gewagt: hier ist die zusammenfassende Arbeit von G. WYSSLING (1986) nicht mehr berücksichtigt. Man beachte die vermutete Kieselkalkglätze im Untergrund nördlich Müsel.

Die Existenz zumindest malmischer Kerne und demit eine Abscherung unter der Quintnerkalkbasie wird entgegen den andersartigen Verhältnissen im Säntisgebirge für Vorarlberg weitflächig vertreten. Bezüglich der Oberkreide und des Paläozän-Eozäns wird eine ursprünglich allgemeine Abfolge Seewerkalk – Amdener Schichten – Wangschichten – Paläozän-Eozän-Grünsandstein dargestellt, über der dann, nach einer Zergleitungsphase, die teilweise Unterkreide freilegt, im Mitteleozän Globigerinmergel sich ablagern.

Neben den stratigraphisch eigenständigen Synklinen der Nördlichen Flyschzone finden sich eingefaltete Flyschklippen auf der Alpe Müsel und, in derselben Synklinalzone bleibend, auf der Hohen Kugel: soweit man überhaupt etwas sagen kann sind hier die stratigraphischen Beziehungen zur Südlichen Flyschzone eher ausgeprägt, was auch für die Vor-

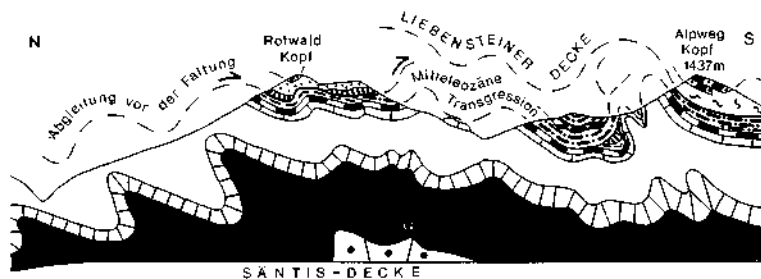


Abb. 11: Ausschnitt aus Tafel 3, Schnitt 2 zur Erklärung der Position von Globigerinmergeln unter Wangschichten durch Nord-Süd Abbleitungsvorgänge (Pfeile) im Eozänmeer (Legende: Taf. 3).

kommen im Schuertobel gelten mag. Auf der Binnelalpe habe ich keine Flyschklippe angetroffen. Nachdem am Schweizer Talrand von Sax bis Gams unser Flysch wieder auftaucht, sollte er auch im Bereich des Illfächers im Untergrund vertreten sein. Dem Südlichen Vorarlberger Flysch ist mit gutem Grund primär größere Mächtigkeit und größere Wurzelferne (da weniger Grobklastika) zuzuschreiben: man vergleiche diesbezüglich die in ihrem Südschenkel von der Basisserie bis zu den Mürlsandsteinen aufsteigende Folge der nördlichsten Flyschsynklinalen des Schnittes 1 mit den Mächtigkeiten der altersmäßig entsprechenden Folgen im Süden.

Abb. 7 und Abb. 11 zeigen Ausschnitte aus den Schnitten 1 und 2, welche das Phänomen der Nord-Süd-Abgleitungen zur Eozänzeit illustrieren.

Erläuterung der Schnitte der Tafel 4

Diese zwischen der Ortsmitte von Hohenems und Oberklien nach Südost bis zum Hohen Freschen in engem Abstand verlaufenden Schnitte sollen vor allem die Problematik der Falte von Hohenems demonstrieren, welche 1984 von G. WYSSLING als Unterkreide einer tieferen helvetischen Decke vorgestellt wird, wobei natürlich auch die Haslach-Emsrüttizone ihre synklinale Position verlieren müßte und zum Deckenscheider würde, wozu die andere Ausbildung des Nummulitkums z.B. bei Fraxern und Dafins auch passen könnte. Meine Schnitte gehen von einem ursprünglich direkten Verband eines reduziert vorhandenen Normalschenkels der Hohenemser Falte mit der Säntisdecke in der Weise aus, daß sie mit der Breitenberg-Südwestfortsetzung am Haldenkopf und dem aufsteigenden Ranzenberg-Staufenspitzengebirge primär verbunden war – bis zu ihrer Separierung durch Lineamenttektonik im Rahmen der Hinunterstaffelung der Ostalpen gegenüber den Westalpen. Auch wenn sich die Einführung einer Hohenemser Decke bewähren sollte, bliebe der Sachverhalt einer Emsrüttistörung unbestreitbar und wenn Bohrungen in der Säntisdecke des Allgäu tiefere helvetische Einheiten nachgewiesen haben (M. MÜLLER, 1984; G. WYSSLING, 1985) und neue Bohrungen dies weiter konkretisieren werden, so liegt damit Gewißheit darüber, daß eine als abgespalten erkannte Falte von Hohenems nicht der Stirn der Säntisdecke zugehören kann, sondern einer tieferen Decke zugehören muß, noch nicht vor: auch wenn dies eine vorausseilende Namensgebung suggeriert. Auch könnte eine an der Emsrüttistörung (vgl. auch Abb. 6, 8) gleichlaufend mit der Höhenversetzung erfolgte Links-Seitenverschiebung die offensichtlichen Faziessprünge erklären.

Die im Schnitt 6 eingetragene Bohrung Landhaus (Abb. 10), die im Jahre 1980 auf 592 m Flysch antraf (vgl. R. OBERHAUSER, 1982), weist hiemit ein Weiterstreichen der Synklinen der Nördlichen Vorarlberger Flyschzone vom Talrand in Dornbirn her nach, wo im Südschenkel der großen Schwendemulde Basisserie und Reiselberger Sandstein vorkommen und also sich streichend hierher fortsetzen dürften. Es ist weniger wehrscheinlich, daß die eigentliche Hochälpelemulde, welche östlich Dornbirn auf Höhe der Kehlegger Viehweide in die Luft aushebt, hier erhalten geblieben sein sollte, wenn auch das allgemeine Achsenfallen zum Rheintal dies nicht völlig ausschließt.

Gut im Bild sind im Schnitt 7 die Tektonik der Hohen Kugel (vgl. Tafel 2) und im Süden im Schnitt 6 die Verhältnisse am Binnelgrat, wo in einer

überkippten Wangschichtensynklinale sich aus stratigraphisch aufliegenden Globigerinenmergeln ein Eozänflysch entwickelt. Die sich über den Wangschichten anschließenden Fraxerner Grünsand-Komplexe sind hier schlammbar entwickelt und erinnern dann an Kehleggschichten bzw. gleich alte Komplexe der Feuerstätter Decke.

Erdbeben-tätigkeit

Nach J. DRIMMEL (1980, S. 523) gilt das Rheintal zwischen Feldkirch und Götzis zur Zeit als intensiver Kleinbebenherd wobei es sich um Aktivitäten seichter Herde bis 3 oder 4 km Tiefe handelt, welche verhältnismäßig wenig Schwingungsenergie freisetzen, aber doch Maximalintensitäten bis zu 6° MSK erreichen können. Kurze explosionsartige Stöße treten mitunter in Serien auf. So erschütterte ein Schadbaben am 9. 1. 1891 Meschach bei Götzis.

Beben zwischen 5 und 6° MSK werden vom 5. 6. 1915 und 4. 9. 1922 aus Meiningen, vom 10. 5. 1970 aus dem Gebiet Frastanz – Amerlügen mit Auswirkungen nach Feldkirch sowie vom 16. 12. 1976 und 8. 1. 1977 wieder aus Meiningen gemeldet. Weitere Beben zwischen 4 und 4,5° MSK sind vom 3. 12. 1980 aus Nofels, vom 26. 5. 1982 wieder aus Meiningen, vom 6. 2. und vom 10. 2. 1984 von der Unterfluh Alp bei Ebnit, vom 8. 12. 1986 von Klaus – Weiler sowie vom 22. 10. 1987 aus Giesingen an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien registriert. Auch in jüngster Zeit wird von Anwohnern von einer mit Explosionslärm verbundenen, schwachen Beben-tätigkeit im Gebiet von Bangs nahe der Illmündung berichtet.

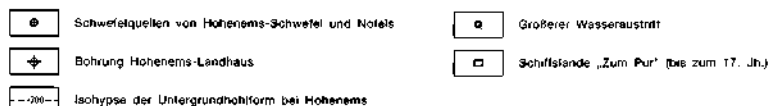
4. Hydrogeologie

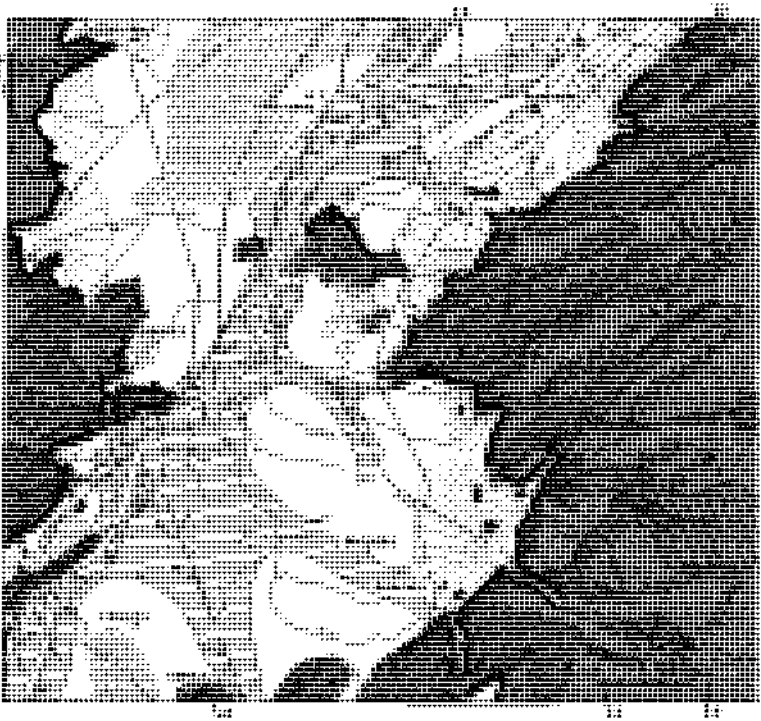
Das Blatt zeigt den noch unverfestigten Rheintalsee-Verlandungskörper mit einer Oberfläche wenig über Bodenseeniveau, und in Inselbergen und am Talrand resch ansteigend ein Grundgebirge aus wellig gefalteten Kalk-Mergel-Sandstein-Abfolgen.

















Die Rheinebene weist von N nach S abnehmende Jahresniederschläge aus (Dombirn 1500, Feldkirch 1100 mm), die aber von der Ebene zum Gebirge hin rasch zunehmen (Ebnit 2200 mm) und dort für ein größeres Wasserangebot u.a. in den Karstwegsamkeiten etc. sorgen können, welches dann in den oft klüftigen Talrändern mit dem stagnierenden Talgrundwasser in Kontakt tritt.

Es ist zu beachten, daß das Kartenblatt etwa 12,5 km südlich des Bodensees beginnt, der einen mittleren Wasserstand auf 396 m hat. Vom nördlichen Blatttrand bis zum südlichen steigt im Rheinvorland die Mee-

Abb. 12: Grund- und Bergwasser im Rheintal und an seinen Hängen zwischen Illschwemmkegel und Diepoldsauer Rheinschlinge.





-  Karst mit Einzugsgebieten von Oberflächen- und Schuttwässern
-  Wasserführende Moräne, Verbauungssediment sowie Hangschutt - ohne abführende Karstwege (gute Wasserqualität, jedoch wechselnde, meist geringe Ergiebigkeit)
-  Kalkiger, z.T. auch sandiger Mergel, stark wechselnd und im Verwitterungsbereich mit offenen Klüften (gute Wasserqualität und stark wechselnde Ergiebigkeit)
-  Hartgestein mit offenen Klüften, teilweise verkarstet (mit verteiltem Wasserzufluß in die querenden Bäche)
-  Karstwasserweg
-  Karstwasser-Abfluß ins Tal
-  Wahrscheinliche Austrittsstelle des Karstwassers und sein möglicher Verlauf im Tal
-  Talrand mit dichtem tiefen Felsuntergrund
-  Talrand mit infolge Verkarstung durchlässigem Felsuntergrund
-  Unter der Talebene vergrabene durchlässige Schutthalde (Grundwasser wechselnder Qualität, mit großer Ergiebigkeit)
-  Begleitgrundwasser und Bergwasserstrom (in Fußnähe meist gute Qualität und teilweise ergiebig)
-  Infiltrationswasser (Fließrichtung abhängig von relativen Wasserständen der Flüsse und Kanäle)
-  Sonstiges oberflächennahes Grundwasser der Talebene (meist geringere Qualität und geringe Ergiebigkeit)
-  Schuttkegel eines Baches (Grundwasser von wechselnder Qualität in größerer Tiefe, meist geringe Ergiebigkeit)
-  Torfboden (Grundwasser schlechter Qualität und geringer Ergiebigkeit)
-  Quellluft

reshöhe von ca. 408 auf ca. 430 m. Dies bedeutet, daß größere Grundwasserbewegungen in der Ebene nur in Oberflächennähe möglich sind. Dabei bestimmen die relativen Pegelstände des Gewässernetzes die jeweiligen Fließrichtungen, heute vor allem zwischen Rhein- und Begleitkanälen. Wo das Grundwasser sich nicht bewegen kann, fehlt auch oberflächennah der Sauerstoff und besteht eine hohe Mineralisierung mit namentlich für Trinkwasser zu hohen Eisen- und Mangangehalten.

Der im Norden bis um 600 m mächtige Verlandungskörper entstand aus der Gletscherreicht, der absinkenden Trübe, Deltaschüttungen, Fluß- und Bachablagerungen, Eintrag von Talrandschutthalden her sowie Windeintrag. So verfüllten sich eine durch Eis- und Flußerosion längs Vorzeichnungen der Bruchtektonik der Ost- Westalpengrenze gekerbte Hohlform nach und nach mit Ton, Sand, Kies, Bergsturz und Schutt. Zur Torfablagerung kam es nur in Stillwasserbereichen geringer Tiefe. Es dominiert das Feinkorn mit Seeton die größeren Tiefen, aber auch jeweils wurzelfernere Bereiche des Rheinstrichs selber, und auch jene der von den Talseiten zufließenden größeren und kleineren Gerinne. So findet sich als Aquifer Sand und Kies in größeren Mengen nur im unmittelbaren Flußtrich des Rheins sowie im Illfächer und in wurzelnahen Anteilen der Schuttkegel der Seitenbäche.

Das Illbegleitgrundwasser zeigt einen erhöhten Sulfat- und Strontiumgehalt, was ihm das kalkalpine Einzugsgebiet der Ill mitgab (vgl. G. MÖLLER, 1969).

Das Grundgebirge besteht aus den von Südwesten und Nordosten her dem Tal zustrebenden Faltenwellen der Säntisdecke, welche vor allem in Talnähe stark zerbrochen sind—was bei Oberriet und am Kummern besonders auffällt. Im Nordwesten ist tonmergelig-sandige-konglomeratische Molasse vorgelagert, im Südosten und in Klippen eingefaltet überlagert die mergelreiche Liebensteiner Decke und sandsteinreicher Flysch.

Vor allem in Rheintalnähe großflächig aufgeschlossene Schratzenkalke bilden zusammen mit aufliegendem klüftigem Gaultsandstein und Seewerkalk einen verkarstungsfähigen Komplex, der von etwa 80 m im Süden bis gegen 150 m Mächtigkeit im Norden anschwellen kann und vielerorts unterirdische Karstwässer der Talebene zuführt. Kieselkalk und kalkiges Valangien sind zwar klüftig, neigen jedoch viel weniger zu Verkarstung und bieten, da weniger aufgeschlossen, auch weniger Oberfläche zur Wasseraufnahme an. Während wir also in den das Faltengerüst bildenden Altschichten der Säntisdecke, vor allem in den Schratzenkalkgebieten und untergeordnet auch in den Kieselkalkgebieten des Freschenstockes mit Wasserwegsamkeiten tiefer im Berg rechnen müssen, gilt das für die anderen geologischen Körper des Felsuntergrundes, welche stratigraphisch oder tektonisch unter- oder aufliegen, nicht. Die Verhältnisse im Helvetikum im westlichen Talrandbereich zeigt Abb. 13, eine Skizze aus H. FRÖHLICHER (1961).

Dazu wären zu nennen Valang- und Drusbergmergel, die Jungschichtenverbände der Säntisdecke, Schuppenzone, Flysch und Molasse. Hier bedarf es tiefgründiger selektiver Verwitterung mit nachfolgenden Verstörungen, Rutschungen und Sackungen unter Einbeziehung grobblockiger Anteile um Hohlräume für Wasserspeicherung und Wegsamkeiten zu schaffen. Besonders geeignet hierfür sind: kalkige Anteile von Drusbergschichten, Wangschichten, Globigerinenmergel, Eozänsandsteine, Rudachbachschichten, Wildflyschquarzite, Reiselsberger Sandstein, Planknerbrückenserie sowie Molassenagelfluh. Lediglich Nummuliten-

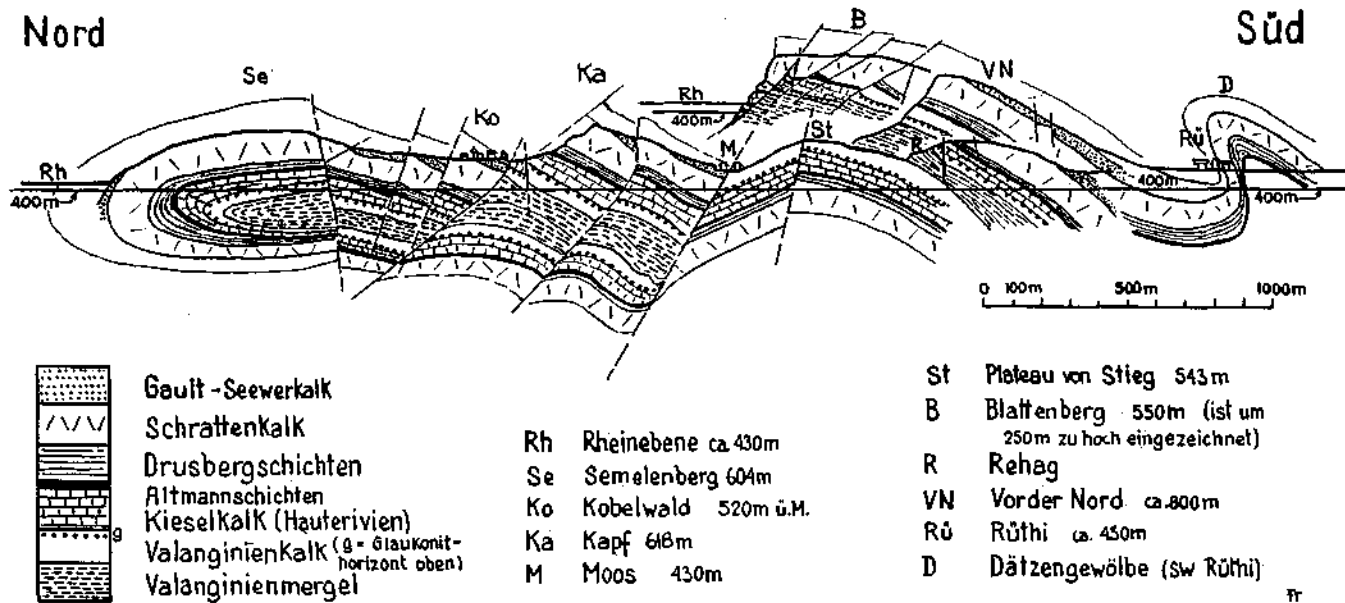


Abb. 13: Schematische Darstellung des Hochkasten-Gewölbes bei Kobelwald/Oberriet-Rüthi im St. Galler Rheintal im Blick auf den Talrand von Westen her (aus FRÖHLICHER, 1961).

und Lithothamnienkalke sowie Liebensteiner Kalk können in den höheren Stockwerken als verkarstungsfähig gelten, bilden jedoch nur Kleinaufschlüsse. Nicht nur im Gebirge sondern auch am Talrand ist die quartäre Bedeckung für den Hydrogeologen sehr wichtig. In ihr verbindet sich Gebirge und Rheintalseeverlandungskörper durch untergreifende oder sich verzahnende Moränen und Verbauungssedimente, Bergstürze, Schutthalde sowie vor allem Mur- und Schwemmkegel: hier gibt es viele Wasserwegsamkeiten, auch oft am Talrand entlang!

Im Gebirge selber sind es weniger die Moränen als die mehr Porenraum bietenden, grobklastischeren Anteile der eiszeitlichen Verbauungssedimente (Kies und Sand), welche oft in Verbindung mit gravitativer Hangauflockerung große Wassermengen speichern können. Quelltuffe zeigen Austritte an. Sehr viel Wasser speichert, wenn von dichtem Material gestaut wird, Blockwerk und Hangschutt von Hartgestein.

Schwefelwasseraustritte werden bei Nofels und in Bad Schwefel in Hohenems vermeldet. Letzteres ist mit 476,6 mg/l mineralisiert und die konstant erhöhte Temperatur (15,6°C) verlangt eine von anderen Wässern isolierte Zufuhr aus dem Berginneren oder einen Aufstieg im Talrandbereich, evtl. auf vergrabenen Karstwegen.

Eine genauere Erörterung der Hydrogeologie des Blattes erfolgte im Archiv f. Lagerstättenforschung, Bd. 13, Wien 1991; wertvolle Informationen bieten E. WEBER et al. (1978).

5. Karst, Höhlen

(W. KRIEG)

Im kulissenartigen Aufbau des Helvetikums, das aus dem Rheintal gegen Nordost in langen, nach Norden überliegenden Faltenzügen aufsteigt, bildet der Schraffenkalk das Hartgestein, das mit seinen Liegend- und Hangendschenkeln für Karstwasserwege prädestiniert ist. Seine relativ geringe Mächtigkeit zusammen mit dem allgemeinen Aufreißen der Scheitel, wo die Drusbergmergel an den Tag treten, führt zur Isolierung der verkarsteten Gebiete in langen, schmalen Streifen. Dementsprechend klein sind die Karstquellen im Kartenblatt und deren Einzugsgebiete.

Dennoch sind Karsterscheinungen häufig: Oberflächenkarstformen treten zurück, zahlreiche Kleinhöhlen dominieren. Im Vorarlberger Höhlenkataster, der vom Landesmuseumsverein erarbeitet wird und bei der Vorarlberger Naturschau in Dornbirn archiviert ist, gibt es im Kartenblatt etwa 25 derzeit bekannte Kleinhöhlen. Wegen eines allgemeineren erdwissenschaftlichen Interesses werden die folgenden besonders erwähnt:

Die Kalkofenhöhle südlich von Götzis im Gemeindegebiet Koblach am Rheintalrand ist ein Höhlenraum, dessen Sohle 2 m unter dem Niveau des rezenten Schwemmland entwickelt ist. Sie muß demnach als eine Uferhöhle eines spät- bis postglazialen Sees angesprochen werden. Bei ihrer Freilegung anlässlich des Abräumens der Schutthalde zum Autobahnbau im Rheintal war sie mit extrem langen Sinterröhrchen und außerordentlich farbigen Stalagmiten erfüllt, die zur Datierung des Sinterröhrchenwachstums sehr geeignet waren. Leider wurde der Tropfsteininhalt durch Sammeltätigkeit innerhalb weniger Tage vollständig vernichtet.

Vis-a-vis der Ruine Neumontfort befindet sich in der Basis der Schratzenkalkwand des Zwurms das Krallenloch, das seinen Namen vom Kluffkalzit bekam. In gleicher geologischer Position befindet sich das Witelloch (= Elisabeth-Höhle) am Kapfweg vor der Spaltenlücke östlich über dem Götzner Berg.

Peläogeographisch interessant ist auch das Bruderloch neben dem alten Steinbruch östlich von Koblach im Kummen-Südheng, das 45 m über dem Talboden liegt. In den Sedimenten dieser Höhle finden sich nämlich ortsfremde, gut gerundete Schotter mit Korngrößen bis zu 6 cm, die auch Gneiskomponenten enthalten. Da die Zurundung und die Lagerungsverhältnisse dieser Schotter eine Erklärung als Moränenmaterial verbieten, ist eine sekundäre Lagerstätte einer möglicherweise letztinterglazialen Talverschüttung wahrscheinlich. Somit enthielte das Bruderloch den einzigen Beleg für eine solche Verschüttung des Rheintals um zumindest 45 m höher als heute. Nach R. HANTKE (mündl. Mitt.) wäre eine interstadiale, randglaziäre Herkunft wahrscheinlicher.

Ganz nahe, am östlichen Siedlungsrand von Koblach, befindet sich die aktive "Quellhöhle im Winkla" im heutigen Schwemmlandniveau.

Einen eigenen Typus von Kluffhöhlen zeigen Erdfälle im Bereich Fraxern - Halden. Es sind nicht Karsterscheinungen, sondern Bergzerreibungen in den Wang-Schichten, die deren typische Hangtektonik andeuten: In unmittelbarer Straßennähe sind zwischen 550 und 640 m Höhe in den Jahren 1960, 1970, 1979 und 1981 verschiedene Klüfte im Kulturland aufgegangen, die etliche Meter tief sind. Dabei ist die Moränenüberlagerung jeweils durchgebrochen. Sie berichten, ebenso wie eine fast 40 m tiefe Kluff taleinwärts von Fraxern über dem Ratzbach, von den laufenden Vorgängen des Talzuschubs. Analoge Bildungen befinden sich auch in den Wangschichten bei Gschlans in Übersaxen.

Das Gamloch ist eine kleine Höhle nördlich des Sanatoriums Viktorsberg mit künstlichen Einbauten. Seit langem wird diese aktive Karstquelle für die Gemeindewasserversorgung der Gemeinde Viktorsberg genutzt.

Die beiden größten Höhlen öffnen sich am höchsten im Gebirge, nämlich in 1860 und 1880 m knapp nordöstlich des Freschenhauses innerhalb der verkarsteten Altlandschaft mit ihrer geringmächtigen, durch Dolinen geprägten Seewerkalk-Auflage. Die etwa 700 m langen Gänge der Großen Freschenhöhle zeigen ebenso wie die 152 m der Kleinen überall hydrische Formung, beide Höhlen sind als Gesteinsgrenzhöhlen im Hangenden des Grünsandsteins entstanden. Heute sind sie durch eine sandige Einschwemmung über einige Meter Entfernung voneinander getrennt, die Kleine Freschenhöhle kann nicht mehr befahren werden, weil ihr Eingangsschacht durch Blockwerk verschlossen wurde. Das ganze auffallend horizontale Höhlensystem verfügt heute über kein nennenswertes Einzugsgebiet mehr und die Morphologie weist zusammen mit Fremdschottern (die von W. RESCH mit hoher Wahrscheinlichkeit von Brisisandstein abgeleitet werden), auf ein hohes Alter der Höhlenanlage (Tertiär?) hin. Das damals höhlenerzeugende Bächlein muß sein Einzugsgebiet im Nordosten gehabt haben, wo heute Steilebetürze sind. Wegen der schwierigen - und heute unmöglichen - Befahrbarkeit der Kleinen Freschenhöhle haben sich dort nicht nur die charakteristischen Limonitknollen, sondern auch Tropfsteinbildungen noch unversehrt erhalten können.

Nahe dem nördlichen Blattrand liegt im Einzugsbereich der Ebniterach in den engen Falten des Schratzenkalks ein aufgesplittertes Karstgebiet, das auch die Schluchten der Ebniterach selbst umfaßt. Es manifestiert

sich in einer Reihe von Kleinhöhlen im Bereich des Bocksbergs und oberhalb von Ebnit (Schöner Mann), wo zumindest die Rinderhöhle auch fluviatile Sedimente (Lehm) und Raumformen (Rundprofile, Kolke) neben postglazialen Bärenfunden zeigt.

Von besonderem wissenschaftlichen Interesse ist das „Kirchle“ östlich des Alplochs am Blattrand: Dieser trockenengefallene Klammtorso steht mit einer spätglazialen Eisrandterrasse in genetischem Zusammenhang und vermag zu illustrieren, wie sich ein bereits eisfrei gewordener und damit reaktivierter Seitenbach über einen kleinen Eisrandsee hinweg talauswärts korrodierend und erodierend eingeschnitten hat, wobei eine Kluft im Schratenkalk bevorzugt wurde. Sehr dolinenreich ist die Weißenfluh-alpe im NE-Eck der Karte.

6. Mineralische Rohstoffe und nutzbare Gesteine

Erze und Industriemineralien

(mit einem Beitrag von W. RESCH über Flußspat)

Nummulitenkalke mit armem, strengflüssigem Roteisenerz wurden bis 1814 bei Bad Haslach nördlich der Blattgrenze abgebaut. Diese Gesteine treten auf Emsrüti ins Gebiet ein und zeigen hier ebenfalls Erzlagen; von einem Abbau ist mir nichts bekannt. Pyritanreicherungen weit unter jeder Bauwürdigkeit gibt es häufiger im untersten Seewerkalk.

Versuchsbaue auf Silber und Blei im 16. Jh. werden von L. KRASSER (1949, S. 64) bei Hohenems vermutet, ein Ertrag ist jedoch nicht nachweisbar.

Phosphoritlagen von bis mehreren dm Mächtigkeit gibt es in den Gaultgrünsandsteinen namentlich im Gebiet Plattenwald – Orsanken zwischen Götzis und Klaus ebenso im Gebiet Steufensee – Ebnit. Die einzelnen Phosphoritknollen liegen in quarzitischer Grundmasse und haben einen Gehalt von knapp 20 % P_2O_5 , auf die ganze Bank umgesetzt im Durchschnitt etwa 10 % P_2O_5 ; ein Abbau wäre nicht wirtschaftlich. Weniger ausgeprägte Phosphoritknollenbänke gibt es auch an der Basis und im Dach des Kieselkalkes. Wiewohl eine leicht erhöhte radioaktive Strahlung dieser Bänke in allen Phosphoritvorkommen erkennbar ist, ergab sich kein Hinweis auf eine diesbezügliche wirtschaftlich interessante Mineralisierung, ebensowenig wie für eine Gefährdung durch Strahlung.

Der Qualitätsanforderung für Reinstkalkstein könnten am ehesten noch Anteile des Seewerkalkes oder des Schratenkalkes entsprechen, welche in Vorarlberg schon für Gießereizwecke verwendet wurden. Alle anderen Kalke sind schon zum Kalkbrennen zu unrein.

Anteile der Gaultgrünsandsteine (der Brisandstein) können manchmal soviel Quarz führen, daß sie fast weiß werden und Karbonat-frei sind. Der Qualitätsanforderung als reiner Quarzit dürften sie jedoch kaum entsprechen.

Im Autobahndurchbruch bei Götzis wurde im Kontaktbereich Schratenkalk/Gaultgrünsandstein bei den Sprengarbeiten im Jahre 1970 von W. RESCH ein Flußspatlager entdeckt und von Sammlern ausgebeutet: „Wenig unter Niveau (1–2 m) der Fahrbahntrasse wurde ostseitig im Grenzbereich Schratenkalk-Gault an der tiefsten Stelle der Mulde ein

schichtparallel eingeschaltetes Flußspatvorkommen angefahren: Mächtigkeit 10–20 cm, in Nord-Südrichtung im Böschungsanschnitt ca. 4 m verfolgbare, dann auskeilend. Von diesem also annähernd lineenförmigen Vorkommen zweigen in den darunterliegenden Schrättkalk (generell hier Orbitolinen-führender Biorudit) und in den überlagernden Gault (Quarz-Glaukonitsandstein, in der Muldenbasis mit sandigen, grauen Mergellagen) immer wieder bis 1 cm breite, wenige dm lange Flußspatgänge ab. Brekziöse Partien von Schrättkalk und Gault mit deutlicher Schichtung und Gradierung sind mit Flußspat und wenig grobspätigem Calcit zementiert (Zement bis >75 % Volumsanteil). Der Gaultsandstein ist in der unmittelbaren Nähe von reinem Fluorit in Intergranularen auch etwas durch Flußspat imprägniert.

Der Flußspat ist farblos bis grünlich, selten bräunlich oder blaß violett gefärbt. In seiner Hauptmasse war er grobkristallin derb; es fanden sich aber auch bis 4 cm große würfelige Kristalle, soweit der Flußspat in offene Brekzienhöhlräume hineinwuchs, bzw. in die mergeligen Gaultpartien eingebettet ist. Kleinere Kristalle der bräunlich gefärbten Varietät zeigen zum Würfel verschiedene Nebenflächen; die Flächen größerer würfelliger Kristalle sind matt. Die Flußspatkristalle sind durch Einschlüsse (vorwiegend feinkörniges Sediment, aber auch Quarz, Calcit, Pyrit), oft unter Abbildung eines Zonarbaus, häufig leicht getrübt.

Die Paragenese umfaßt folgende Mineralien (in der Kristallisationsabfolge): Quarz (bis gut 3 mm lange, auch doppelendige Kristalle) – Fluorit (braun bzw. violett gefärbte Varietäten als spätere Bildungen) – Dolomit (auch eisenhaltig, de gelbbraun anwitternd) – Calcit (von dominierend rhombischem und skalenoedrischem Habitus, aber auch kanonenspatähnliche Kristalle) – Pyrit (meist nur als feinkristalliner Belag) – weißer Kaolinmineral (sehr feinkristallin). Pyrit konnte auch schon vor dem Fluorit, Quarz dagegen noch sehr spät auskristallisieren.

Zweifellos sind die Gesteine auch nach der Platznahme des Flußspates tektonisch beansprucht worden, zum Teil bis in das Korngefüge hinein. Die flußspatführenden Brekzien sind teilweise leicht verfaltet, ähnlich synsedimentären Rutschfalten. Zumindest in der näheren Umgebung des Flußspatvorkommens zeigen gelbbraune bis gelbgrüne, dünne Kluftbeläge (besonders im Gault) im kurz- und langwelligen UV-Licht deutliche hellgelbe Fluoreszenz. Über das Alter dieser Flußspatanreicherung und die Herkunft des Fluorits liegen keine Hinweise vor. Derartige Vorkommen sind im Helvetikum Vorarlbergs inzwischen wiederholt entdeckt worden, auch in etwas älteren Kreideformationen.“

Nach Mitteilung von E. STRÖHLE, Götzis, bestimmte E. ZIRKL aus Drusbergsschichten im Ambergertunnel der Autobahn (südlicher Blattrand) Calcitwillinge und Strontianit.

Energieträger

Erdöl, Erdgas

Der von der Karte gedeckte Bereich ist in Vorarlberg Konzessionsgebiet der Vorarlberger Erdöl und Ferngas G.m.b.H. und der ÖMV-AG; auch im Schweizer- und Liechtensteiner Anteil gibt es Aktivitäten. Da im Rheintalseeverlandungskörper bei Weiserbohrungen wiederholt Sumpfgas angetroffen wurde, wurden diesbezüglich im Jahre 1942 auf der

Schweizer Talseite zwischen Altstätten und Oberriet Explorationsbohrungen abgeteuft, welche enttäuschten. (Vgl. M. EBERLE, 1987, S. 199).

Begründete Hoffnungen auf wirtschaftliche Erdöl- und Erdgasfunde bestehen nach wie vor auch im Blattbereich für die Helvetischen Decken, für die darunter und davor liegenden Schuppenzonen aus Flyschen und Molassen, für die Sedimente des unterlagernden Vorlandes. Kluffgasausströmungen ergaben sich immer wieder in Gesteinen des Helvetikums, des Flysches und der Molasse im näheren Umkreis (z.B. Wasserkraftwerksstollen im Flysch bei Raggal und im Helvetikum zwischen Andelsbuch und Bezau). Erdölspuren in den Kieselkalksteinbrüchen wurden von beiderseits des Rheins gemeldet. Ein Zusammentreffen von Beckenparallelen Brüchen unten im Vorland mit Blattverschiebungssystemen der gefalteten Decken, könnte Speichermöglichkeiten erleichtern! Es gibt keine Explorationsbohrungen im Blattbereich, geophysikalische Untersuchungen liegen jedoch vor (vgl. D. BETZ & A. WENDT, 1983, sowie R.W. SCHOOP & H. WEGENER, 1984).

Torf

In den alten Stillwassergebieten beider Talseiten haben sich aus Restseen des verlandenden Rheintalbodensees Niedermoore entwickelt, in welchen Torfmächtigkeiten bis 11 m und mehr gemessen wurden; das Bannriet zwischen Altstätten und Montlingen, das Foren zwischen Bühel und Dätzen, das Foren im Götzner Ried sowie die Torfgebiete südlich Koblach wären zu nennen. Vor allem in letzteren wurde in großem Umfang Torf gestochen (vgl. H. SCHREIBER, 1913). Ein Hochmoor mit Spirkenbewuchs befindet sich über Amdener Schichten auf Schuttannen westlich des Staufen. Die Torfmächtigkeit beträgt ca. 8 m (vgl. Abb. 9).

Geothermale Energie

Eine Gewinnung von geothermaler Energie aus heißen Tiefenwässern wäre aus dem Seewer-, Schratten-, Valangien- oder Quintnerkalk der den Rheintalseeverlandungskörper unterquerenden Falten etwa aus Tiefen von 1000 und mehr Metern unter Aue vielleicht möglich. Über den geothermischen Gradienten weiß man nichts Sicheres. Die Wässer sollten sich teilweise aus den Karstflächen der Talflanken erneuern. Die Schwefelquellen von Hohenems (konstant erhöht: 15,6°C) und Nofels geben Hinweise auf die Art der Mineralisierung in diesen Wässern. Vor allem eine Verwertung für Thermalbäder wäre denkbar.

Baurohstoffe

Das große Angebot an Felsgestein kann infolge der starken Besiedelung namentlich der Talränder nur an wenigen Stellen genützt werden. Der wichtigste in Betrieb befindliche Steinbruch in Kieselkalk und Valangienkalk am Kummennordhang liefert hochwertige **Spalte** sowie **Wuhrsteine**, **Mauersteine** und **Pflastersteine**, welche infolge der polygonalen Spaltbarkeit des Kieselkalkes leicht herstellbar sind. Am Kutzen am Nordwesteck des Kummens wurden vor allem Wuhrsteine für die Rheinbauleitung abgebaut; der Bruch ist weitgehend erschöpft. Ein Bruch in inversem Kieselkalk und Valangien darüber, unmittelbar nördlich Hohenems wurde aufgelassen: der für Pflastersteine geeignete Kieselkalk mußte dort in Kavernen gebrochen werden.

Der **Schrattenskalk**, dem geringere Festigkeit und Widerstandsfähigkeit gegen stoßende Beanspruchung nachgesagt wird, wird vor allem im Fritztobel an der Straße zwischen Rankweil und Übersaxen aus den dort söhlig liegenden Verbänden gebrochen. Zusammen mit Grünsandstein und Seewerkalk als Überlagerung und auch mit unterlagernden Drusbergschichten wird er auch in Röhthis abgebaut und zum Kalkbrennen verwendet, wobei auch hochwertige Fertigverputze erstellt werden. Größere ruhende Steinbrüche im Schrattekalk befinden sich am Schellenberg in Nofels, am Valdunatalausgang in Rankweil und östlich Koblach am Kummern.

In der Schweiz ist ein Kieselkalksteinbruch am Chapf bei Oberriet und ein Schrattekalksteinbruch am Bühel vis-a-vis Bangs aktiv. Ruhend sind u.a. Steinbrüche bei Blatten und bei Montlingen im Schrattekalk.

Ziegelei-fähige Amdener **Mergel** wurden episodisch im Klausbach bei Klaus abgebaut, sie können gemischt mit Auelehm (= roter Ziegel) oder unvermischt (= gelber Ziegel) zum Brannen verwendet werden; ein aktiver Abbau befindet sich neben der Kobelach auf 940 m NN.

Gute Qualitäten von **Kies** und **Sand** (Tab. 1) wurden in großem Umfang durch Naßbaggerung aus dem postglazialen Illfächer entnommen, was sehr stark eingeschränkt wurde. Gleiches gilt für die Vorkommen der Diepoldsauer Rheinschlinge. Den Schuttkegeln von Frutz und Fröhdisch sind jene der nördlich anschließenden Bäche anzuschließen. Es wurde nur in geringem Umfang Material entnommen, zumal auch die Qualitäten stark wechseln. Dies gilt auch für den Bachschutt der Schweizer Talseite.

In den Fächern der Würmrückzugstadien wie in der Talebene bei Altenstadt gehen Schlechtkornanteile auf Geröll-Verwitterung zurück. Grundwasser-Schwankungen sind dabei Hauptursache. Daß vor allem die südliche Flyschzone liefert, zeigt der große Sandstein-Anteil. In Hanglagen wurden Abbaue spät-würmzeitlicher Schotter guter Qualität u.a. in Emsrütti (N Tugstein), im Götzner Berg südlich der Kapelle, im Gebiet von Muntlix (Hennenbühel), Buchebrunnen, Batschuns, bei Rankweil, Valduna (und anderswo) zeitweilig betrieben, aber alle vor allem aus Gründen des Umweltschutzes sehr stark reduziert oder eingestellt. In sehr großem Umfang und landschaftsverändernd wurde Material aus dem Bereich Röhthis - Dafins für den Autobahnbau abgebaut.

Ziegelfähiger **Lehm** ist in den wurzelfernen Schwemmkegeln und in der Zwischenzone weit verbreitet und wird noch nördlich des Kummern gewonnen, andere Abbaue gab es N Meiningen; solche bei Hohenems und bei Altenstadt sind nicht mehr in Betrieb. Ein gewisser Torfgehalt ist beim Ziegelbrennen durchaus erwünscht, da er beim Verglühen Wärme liefert. Die Mischung mit wasserfreiem Berglehm (= Mergel, z.B. Amdener Schichten) ist qualitätsfördernd (siehe oben).

7. Ingenieurgeologie

Baugrundqualitäten

Im Illschuttfächer und in der Rheinaue wo Kies- und Sanduntergrund dominiert ist in der Regel mit standfestem Baugrund zu rechnen. Im Bereich Kommingen-Altach-Bauern ist diese Aussage jedoch stark einzuschränken. Standfesten Baugrund bieten auch die wurzelnahen

Tabelle 1: Gesteinsbestand der Kiesfraktion fluviatiler Schotter des oberen Vorarlberger Rheintals (zusammengestellt nach Unterlagen von H. LOACKER, in R. OBERHAUSER [1973], Kap. 1.6.).

Gesteinsbestand der Kiesfraktion	Vorkommen der Talebene									Verbauungsschotter in Hanglagen		
	Junger Schwemmfächer: III – Rhein					Schwemmkegel wurzelfern		Würmrückzug- III-fächer		Würm- und Rückzugstadien		
	linksufrig	rechtsufrig						Ziegelei Schädler*)				
	Kleinaufschluß Straße nach Bangs	Alte Rütlenen 1,5 m unter Gelände	Alte Rütlenen Tief- baggerung	Baggerloch Paspels	Alte Mülldeponie Altach	Frutz bei Sportplatz Bredens	Baggerloch Mülldeponie Klaus	Westende der Grube	Tief- baggerung	Ober- Betschuns	Hennen- Bühel Muntlix	Straße nach Dafins
Karbonate	70,4	69,80	68,20	68,50	57,54	22,49	29,3	45,5	55,8	52,9	50,6	55,9
Brüchige Karbonate	0,24	0,26	1,45	2,30	1,25			27,5	4,8	0,7		
Feste Sandsteine	4,35	9,42	4,75	4,11	4,66	21,64	4,9	3,5	4,3	30,1	34,1	30,3
Mürbe Sandsteine	0,53		0,20			0,21					0,2	
Mergel	0,42		0,65	1,10	2,10	45,56	42,7	1,1	1,1	1,3	4,0	2,4
Brüchige Mergel						0,78			0,3		0,2	
Quarzite	1,23	3,64	2,41	2,55	2,97	5,32	1,1	1,8	1,2	13,3	4,3	10,5
Gneis	12,22	10,95	15,89	14,58	11,86		0,3	9,0	14,5		0,6	0,2
Mürber Gneis	1,16	0,72	1,04	1,27	1,52			3,8	6,0			0,3
Amphibolit	6,53	4,21	4,10	4,16	3,60			7,8	11,1		0,3	0,4
Kluftquarze	2,58	1,00	1,31	1,13	14,50				0,9			
Kluftkalzite							18,5					
Konglomerierungen										1,7	5,7	

Schlechkorn	2,35	unter 1	3,34	4,67	2,77	51	42,7	32,4	12,2	2	4,4	2,7
Kornindex	2,4	2,02	2,55	2,14	2,4	3,06	3,7	2,1	2,2	1,98	2,2	1,99
Rundkorn	85	87	96	95,5	80	81,5	37,4	67,5	82,5	34,5	38,7	27,5
Kantrundkorn	11	10,2			12	14,8	50	27,0	15	37,9	35,5	37,5
Rundkantkorn	4	2,8			4	3,7	12,6		2,5	15,5	19,4	22,5
Kantkorn			4	4,5	4			5		12,5	6	12,5
Sendanteil	groß	klein	klein	mittel	groß				mittel	mittel	mittel	klein

*) Altenstadt.

Schwemmkegel der Bäche und der Murschutt in der Talebene, soweit er trocken ist. Zeigen die Fächer einen hohen Durchfeuchtungsgrad, so ist Vorsicht angezeigt. In den wurzelfernen Anteilen der Schuttfächer kann die Baugrundqualität Probleme bringen und dies gilt in großem Umfang für den Bereich der Zwischenzonen und massiv für die dort inliegenden Moorgebiete, die darum früher nicht besiedelt wurden. P. GMEINER berichtet 1979, S. 89, über große Tragfähigkeitsprobleme beim Autobahnbau von Norden bis zur Ausfahrt Klaus, was im Norden die Rheinaus und im Süden die Zwischenzone betraf. (vgl. W. SCHÖBER et al., 1981). Analoges gilt auch für die Schweizer Talseite.

Bezüglich der Baugrundqualitäten auf den Talhängen und im Gebirge beachte Ksp. 2.5.

Überschwemmungen und Rheinkorrektur, Kanalbauten und Melioration

Es ist sehr wahrscheinlich, daß der Rhein ab Beginn einer konkreteren geschichtlichen Überlieferung durch Bodenfunde vom Montlinger Berg und vom Kummern in der Bronzezeit schon in ein Bett zwischen Montlinger Berg und Kummern gezwungen war und er daher nur oberhalb und unterhalb davon in größerem Umfang auspendeln konnte. P. KRAPP (1901) gibt eine Liste der Überschwemmungen im Alpenrheintal ab dem Jahre 1206 (Tab. 2), welcher noch weitere Katastrophen zugefügt werden müssen, so zuletzt im Jahre 1927 im Liechtensteiner Unterland, ebenso ein Auftreten von Hochwasser in die Saarebene bei der Einmündung des Trübbaches oberhalb Buchs und ein solches in die Sennwälder Auen bei jener des Werdenberger Binnenkanals im August 1954 etwa 2 km oberhalb der Illmündung (E. WEBER et al., 1978, S. 114). Inzwischen wurden die nötigen Dammerhöhungen durchgeführt und man betreibt eine Stabilisierung der Sohle einerseits durch Kiesbaggerung andererseits durch Sohlschwelen. Für das Gebiet unterhalb der Illmündung gilt die Überschwemmungsgefahr seit der Eröffnung durch Durchstiche von Fußach (1900) und Diepoldsau (1923) als im Wesentlichen gebannt und in den seither durchgehend als Kanal

Tabelle 2: Überschwemmungen im Alpen-Rheintal vom 13. bis zum 20. Jh. (KRAPP, 1901).

1208	1343	1480	1511	1609	1739	1816	1910**)
1276	1374		1537	1618	1740	1817*)	1922
			1548	1627	1743	1821	1927
			1566	1640	1750	1829	1954
			1571	1670	1756	1834	
			1585		1758	1839	
					1762	1846	
					1769	1848	
					1770	1849	
					1775	1853	
					1785	1855	
					1787	1860	
					1789	1868	
						1871	
						1872	
						1885	
						1888	
						1890	

*) Höchster Bodenseestand.

***) Ill.

geführten Alpenrhein treten westlich von ihm unterhalb der Einmündung des erwähnten Werdenberger Kanals und östlich von ihm jener des Ehbachkanals südlich Koblach keine seitlichen Zuflüsse mehr ein. Alle Gewässer des westlichen Talgrundes werden über den Rheintalinnenkanal und den Altenrhein direkt dem Bodensee zugeführt so wie jene im Osten über den Koblacher Kanal. Es gibt in der Talebene keine nicht durch Wasserbauten veränderten Gewässer mehr.

Vor dem vor etwa einem Jahrhundert hier einsetzenden modernen Wasserbau wurde der vielfach mäandrierende und z.t. mehrarmig träge dahinfließende Rhein u.a. zwischen Diepoldsau und Altach von Fähren überquert. Noch bis ca. 1500 wurden Getreideschiffe vom Ufer aus mit Pferden über Rhein und Ill bis Feldkirch gezogen und später bis 1650 über Rhein und vermutlich Gießen bis Altach (R. GIESINGER, 1988 und briefliche Mitteilungen). Die Kornhütte befand sich unweit der Kapelle Bauern nahe dem Zufluß von Gillbach und Hohenemser Ach; die Anlegestelle ist bei der alten Grenze der Grafschaften Feldkirch und Hohenems zu vermuten. Die Rheinaue und die Moore in Hinterwasserposition waren weitgehend Naturlandschaften, wenn auch die lichten Hartholzauen mit Eichen schon weitgehend gerodet waren. An Spirkenvorkommen (*Pinus uncinata*) in den Rheintalmooren N Götzis und S Rüthi erinnert nur noch der Flurname Foren. Heute gibt es, wenn man vom teilweise bewaldeten Ill- und Frutzfächer absieht, nur noch wenige Feldeichen und -eschen neben Fichtenäckern. Auch die Niedermoore, das große alte Isenriet zwischen Altstätten, Montlingen und Diepoldsau, das Götzner- und Koblacher Ried sowie die kleinen Riedgebiete bei Oberried, Bühel und südlich Bangs sind völlig entwässert und aus den mit blauen Ilgen (*Iris sibirica*) übersäten Streuemähdern wurden Äcker und mehrmahdige Fettweiden und werden nun zunehmend Maismonokulturen. Stehende Wässer gibt es nur noch in bis aufs Grundwasser geöffneten Kiesentnahmen, Ziegeleilehmgruben und alten Torfstichen und nicht mehr dort, wo sie akтуogeologisch hingehören, in Senken mit Niedermooren, welche heute infolge der Entwässerung absterben.

8. Exkursionsvorschläge

Anlässlich der Tagungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines 1939 und 1979 sowie der Österreichischen Geologischen Gesellschaft 1986 (jeweils in Dornbirn) wurden Exkursionsführer veröffentlicht (Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 31 S. IV–XVIII, Stuttgart 1939, und 61, S. 1–129, Stuttgart 1979; Österr. Geol. Ges., Exkursionsführer 4, S. 1–130, Wien 1986). Diese Schriften betreffen auch Exkursionen im Blattbereich, die erste solche in die Dornbirner Ach-Schluchten (E. GRÜN-VOGEL in O. AMPFERER, 1940), die anderen solche nahe dem Talrand bzw. zu mit Autobussen leicht erreichbaren Aufschlüssen wie: Von Hohenems Ortsmitte längs des Talrandes nach Oberklien, die Steinbrüche des Kummen, den Talrandbereich bei Götzis inkl. Naturlehrpfad Kobel – Götzner Berg, Weiler – Fraxern, Renkweil – Furx, den Inselberg mit der Wallfahrtskirche Rankweil. Auch der Bornträger-Führer Voralberger Alpen (M. RICHTER, 1978) kann konsultiert werden. Im folgenden werden zusätzlich geologisch sehr lohnende Bergwanderungen zur Hohen Kugel und von dort längs des Grates zum Hohen Freschen und zum Furkapaß vorgeschlagen.

Hohe Kugel

Die Hohe Kugel erreicht man mit dem Postbus Dornbirn – Ebnit und zu Fuß über Fluher Eck, nach einer Autofahrt von Götzis über Meschach bis Millrütli oder von Klaus-Weiler über Fraxern. Letztere Route bietet bestens zugängliche Aufschlüsse bezüglich des Alttertiär (NP 5–14), vom Fraxerner Grünsandstein zum Globigerinanmergel, und kann bis zur Stafelalpe auf 1500 m mit dem Auto befahren werden, wobei die vorgenannten Gesteine an der Serpentinstraße am Grat von 940 m bis 1240 m aufgeschlossen sind. Es folgen dann, tektonisch aufliegend, Wangschichten, welche als Synklinalkern eingefaltet, Liebensteiner Decke (mit Unterkreide; loc. class. Hochkugelschichten), Feuerstätter Decke (Wildflysch mit Kristallinblöcken) sowie Rhenodanubikum demonstrieren. Für die Gipfelpartien mit prachtvollen Aufschlüssen vor allem in der Liebensteiner Decke, (loc. class. ihrer Unterkreide: Hochkugelschichten, dazu K.B. FÖLLMI, 1989a, S. 28), aber auch in Wildflysch, Basisserie und Reiselberger Sandstein, ist eine Farbkarte 1 : 10.000 beigegeben, sowie Schnitte (T. 2,3,4). Die selektive Erosion weist den Flysch konsequent dem Gipfelgrat zu, nach links oder rechts absteigend kommt man gleich in die Mergel der Schuppenzone.

Der Liebensteiner Kalk (Globotruncanen des Cenoman und Turon) und die Globigerinen-Schiefer sind optimale Objekte für die Lupen-Sofortbestimmungs-Paläontologie wie auch der Seewerkalk (Frischer Bruch oder Auswitterungsflächen, befeuchten, gutes Licht!).

Von der Hohen Kugel zum Rheintal bei Hohenems und Dornbirn

Ab dem Naturfreundehaus Fluher Eck (1280 m) empfiehlt W. RESCH in Richtung Rappenloch-Schlucht – Dornbirn im Blattbereich folgende Haltepunkte. In der Fluhereck-Lücke blickt man nach E hinein in die Zwischenmulde der Doppelfalte des Schöner Mann. Die Mulde grenzt mit einer Verwerfung (Streichen spitzwinklig zu B) an den nördlichen anschließenden Schrattekalk (in Fallblöcken am Weg nach Ebnit mit Orbitolinen, ?Hydrozoen, *Requienia*, *Monopleura* usw.). Auf gut halbem Weg nach Ebnit wiederholt steil S-fallender Seewerkalk (u.a. mit Belemniten) und

Gault (fossilführend, Lebensspuren; mit Phosphorit); im südlichen Gehänge des Grabens stehen bereits Amdener Schichten an.

Ab Ebnit (1088 m) weiter mit Auto Richtung Dornbirn: Südlich Hackwald unter dem Bergsturz geöffnete Seewerkalk-Gault Aufschlüsse im N-Schenkel eines Antiklinal-Aufbruches in der hier mit Amdener Schichten (ebenfalls Aufschlüsse) erfüllten Mulde von Fraxern – Müsel – Bizau.

In dieser Antiklinale keilt der Schrätkalk von Norden her in die Drusbergsschichten hinein aus, sodaß hier unmittelbar unter dem Gault Drusbergsschichten folgen und wenig mächtiger Schrätkalk erst in größerer Tiefe, zunächst unaufgeschlossen. Beim Eintritt in das enge Tal der Dornbirner Ache zuerst Schluchtstrecke mit Profil durch den S-Schenkel des südlichen Bocksberg-Teilgewölbes (von S nach N: Amdener Schichten – Gault – Schrätkalk – Drusbergsschichten). In diesem Gewölbe ist der Schrätkalk noch ca. 70 m mächtig!

Weiterfahrt zuerst durch vorwiegend mergelige Unterkreide im Kern des südlichen Teilsattels des Bocksberggewölbes; schöne Detailfaltung. Dann Schluchtstrecke (Tunnels der Schaufelschlucht) in Schrätkalk und schließlich wieder Drusbergsschichten im Kern des nördlichen Bocksberg-Teilsattels. Im Bocksberg-Nordschenkel (in Fortsetzung des Götzer Gewölbes) relativ flache Lagerung von Schrätkalk, Gault und etwas Oberkreide.

Am Blatrand bei der Abzweigung des Weges auf die Kobelalpe wieder ein Aufschluß im Grenzbereich Schrätkalk (Orbitolinen gesteinsbildend) – Gault.

Von Fluher Eck nach Hohenems steigt man in einem Abstieg von 850 m von der Fluhereck-Lücke direkt nach Norden über den Ranzenberg (Barreme-Foraminiferen-Punkt der Publikation von W. FUCHS, 1971, Abb. 1,2), Emstrüti und den Steckenweg oder Leiterweg zu den Steinbrüchen in Unterklien hinunter: Stratigraphie und Tektonik des Helvetikums insbesondere Emstrütistörung, Schuppen-Zone mit Divertikulation Oberkreide-Eozän, Blattverachiebungen, normale und inverse Abfolgen von Valangien bis ins Nummuliten-Eozän in Einsiedler Fazies in der Säntisdecke und invertebra vom Berrias-Valangien bis ins Turon in der Hohenemser Falte oder Decke.

Das Gebiet Breiter Berg, Staufenspitz, Schuttannen soll in den Erläuterungen Dornbirn N exkursionsmäßig erläutert werden.

Gratwanderung Hohe Kugel – Hoher Freschen – Furka Joch – Löffelspitz

Diese sehr beliebte Bergwanderung längs der Wasserscheide zwischen Rheintal und Dornbirner Ach Tal, welche vom Rheingletscher würmzeitlich gerade nicht mehr überflossen wurde, verläuft die größte Strecke in kleingefalteten Drusbergsschichten. Im Bereich des First bilden die letzten noch deutlich Schrätkalk-führenden Synklinen mit Gault, Seewerkalk und Amdener Mergel noch eindrucksvolle Verfälingerungen. Die Kieselkalk-Aufbrüche beiderseits des Hörnlegrates in der Tiefe im Schönen Buch Wald, im Achrain und Valorsch sind von oben her gesehen unauffällig, da sie von der Erosion noch nicht bis auf die mergelige Unterlage durchschnitten wurden, wie weiter östlich im Mellental.

Im Bereich der Jagdhütte südlich Dümlikopf ist eine Synklinal mit auf Fraxerner Grünsand aufliegenden Globigerinenmergeln aufgeschlossen, was jedoch viel eindrucksvoller nordöstlich vis-a-vis auf der Binnelalp studiert werden kann (T. 4, Schnitt B). Diese erreicht man vom Gipfel des

Freschen über den Binnelgrat, von wo der Abstieg zur Unterfluhalp, die mit dem Auto erreicht werden kann, sehr lohnend ist!

Die Gipfelplatte des Hohen Freschen mit Gault und Seewerkalk den Drusberg Schichten der Abstürze auflagernd und um ENE-Achsen gefaltet, zeigt im Seewerkalk ausgeprägte Verkarstungen und Höhlenbildungen (vgl. Kap. 5). Über die Bergstürze vom Schusterstuhl nach Norden vom 8. 7. 1967 und vom Jänner 1971 wird in Kap. 2.5. berichtet. Die Ausbildung der Höheren Oberkreide verliert nach Süden die Fazies der Wangschichten, wie sie vorher in der Synklinalen von der Jagdhütte zur Binnelalpe noch typisch vorlag, und zeigt schon die Leimernfazies der Liebensteiner Decke. Die Eozän-Globigerinenmergel zeigen analog im Abstieg von der Alpe Göfis nach Garnitza erste Anzeichen eines Überganges zum Globigerinenflysch – wie auch schon vorher auf der Alpe Binnel.

Weiter am Grat bleibend quert man die Wildflyschbildungen der Alpe Göfis und steigt ohne Weg über Basisserie zum Reiselberger Sandstein des Gehrenfalben. Längs des Grates traversierend kann man die Autostraße am Furkajoch erreichen, wo der Kontakt zu den Piesenkopfschichten aufgeschlossen ist. Letztere können am Grat Richtung Löffelspitz weiter erwandert werden. Auch die ersten Feinbrekzien in der Planknerbrücken-Serie stellen sich SE des Gipfels ein.

Man beachte westlich des Gehrenfalben die Großsackung in Richtung Garnitzenbach. Der Abstieg vom Hohen Freschen in Richtung Rheintal kann über Saluver – Leseweg – Alpwegkopf – Furx erfolgen oder vor dem Alpwegkopf über die Bärlachenhütte nach Dafins. Das eindruckvollste Phänomen ist hier die Transgression der Globigerinenmergel auf die Drusbergschichten hinunter mit Aufarbeitungen in der Basis ca. 500 m SE Männle. Man beachte auch den Ausbiß der Überschiebungsfäche der Liebensteiner Decke! Vom Rotwaldkopf werden nachmitteleozäne Nord-Südableitungen beschrieben (vgl. Abb. 11).

Auch eine Wanderung durch den Schusterstuhl-Bergsturz-Sturzraum zum Haslachbach oder über das Dös ins Mellental hinunter ist lohnend, vor allem zum Studium des Diphyoides-Kalkes und der Massenbewegungen. Leider wurde hier eine vorher unberührte Naturlandschaft (mit Adlerhorst!) durch Güterwegbau schwer beeinträchtigt.

9. Literaturverzeichnis

- ALLEMANN, F., BLASER, R. & NÄNNY, P.: Neuere Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone. – *Eclog. Geol. Helv.*, **44**, 159–168, Basel 1951.
- ALLEMANN, F., SCHWIZER, B. & MARTIN, B.: Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein 1 : 25.000. – Regierung FL, Vaduz 1985.
- AMPFERER, O., FRANK, M., GRÜNVOGEL, E., KRASSER, L. & KRAUS, E.: 67. Tagung in Dornbirn. – *Jb. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, **29**, Stuttgart 1940.
- AMPFERER, O.: Im Kampfe für Relief-Überschiebung und E-W Bewegung. – *Verh. Zweigstelle Wien, Reichsstelle Bodenforsch.*, Wien 1940.
- BERLI, S.: Die Geologie des Sommersberges (Kte. St. Gallen und Appenzell ARh.). – *Ber. St. Gall. naturwiss. Ges.*, **82**, St. Gallen 1985.
- BERTLE, H.: Abbauprojekt Sifeler Berg. – *Werbeschrift Fa. RÖFIX, Röhthi (Vlb.)* 1984.
- BETTENSTÄEDT, F.: Stratigraphisch wichtige Foraminiferenarten vor allem aus dem Barreme vorwiegend Nordwestdeutschlands. – *Senckenbergiana*, **33**, Frankfurt 1952.

- BETTENSTÄEDT, F.: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen aufgrund mikropaläontologischer Untersuchungen. – Z. Deutsch. Geol. Ges., **109**, 566–592, Hannover 1958.
- BETZ, D. & WENDT, A.: Neuere Ergebnisse der Aufschluß- und Gewinnungstätigkeit auf Erdöl und Erdgas in Süddeutschland. – Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. u. Ing., **49**, Nr. 117, Gelterkinden 1983.
- BIK, M.J.J.: Zur Geologie und Glazialgeologie des Frödischbach- und Mühltobeltals in Vorarlberg (Österreich). – 175 S., Diss. Amsterdam 1960.
- BLUMENTHAL, M.: Kurze Notiz über die stratigraphisch-tektonische Aufteilung der ultrahelvetisch-austriden Grenzzone in Vorarlberg und im Allgäu. – Jb. Geol. B. A., **86**, 3–4, Wien 1936.
- BLUMER, E.: Östlicher Teil des Säntisgebirges. – Beiträge z. Geol. Kte. d. Schweiz, NF **16**, Bern 1905.
- BLUMER, E.: Notiz über die nördlichsten Kreidketten der Alpen zu beiden Seiten des Rheins; Nachtrag zur geol. Monogr. des Säntisostende. – Eclogae geol. helv., **17/2**, Basel 1922.
- BLUMRICH, J.: Geschichte der Auflandung des Bodenseerheintales. – Schriften Ver. f. Gesch. d. Bodensees u. seiner Umgebung, **68**, Friedrichshafen 1941/42.
- BOLLINGER, D.: Die Entwicklung des distalen osthelvetischen Schelfes während des Barremian (Drusberg-, Mittagsspitzen-, Schrattekalk-Formation). – Diss. Univ. Zürich 1988.
- BODROGI, I.: Foraminiferen, Kalkalpen und die Biostratigraphie des Schrattekalks von Vorarlberg (Österreich). – In: WIEDMANN, J. (Ed.): Cretaceous of the Western Tethys, Proc. – 3. Int. Cret. Symp., Tüb. 1987, Stuttgart (Schweizerbart) 1989.
- BÖHM, J.: Zusammenstellung der mitteleozänen Floren und Faunen Vorarlbergs. – Z. Deutsch. Geol. Ges., **88**, Berlin 1936.
- CORNELIUS, H.P.: Das Klippengebiet von Balderschwang (mit farb. geol. Karte 1 : 25.000). – Geol. Archiv, München 1926/27.
- CSÁSZAR, G., OBERHAUSER, R., LOBITZER, H.: The Schrattekalk of Vorarlberg: An example of Urganian Sedimentation. – In: WIEDMANN, J. (Ed.): Cretaceous of the Western Tethys, Proc., 3. Int. Cret. Symp. Tübingen 1987, Stuttgart (Schweizerbart) 1989.
- CSÁSZAR, G. et al.: Exkursion A.: Durch Rheintal und Walgau ins Montafon. – Führer zur Wandertagung Österr. Geol. Ges. Dornbirn, **4**, Wien 1986.
- CSÁSZAR, G., MEHL-SALOMON, D., LOBITZER, H. & OBERHAUSER, R.: Comparative Study of the Urganian Fazies in Vorarlberg (Austria) and in the Villány Mts. (Hungary). – Geol. B.-A., Jubiläumschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, 2. Teil, in Vorbereitung.
- DRIMMEL, J.: Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraums. – In: R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, Wien (Springer Verlag) 1980.
- EBERLE, M.: Zur Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales. – Ecl. geol. Helv., **80**, Basel 1987.
- EGGERT, P.: Sedimentpetrographische Untersuchungen in den Unterkreide-Serien und im Bolgenkonglomerat der Feuerstätter Decke. – Geowiss. Abh., Berlin 1877.
- ESCHER v. d. LINTH, A.: Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. – Neue Denkschr. Schweiz. Nat. Ges., **13**, 1853.
- EUGSTER, H., FORRER, M., FRÖHLICHER, H., KEMPF, T., SCHLATTER, L., BLASER, R., FUNK, H., LANGENEGGER, H., SPOERRI, M. & HABICHT, K.: Blatt 1115, Säntis: – Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000., Basel 1982.
- EUGSTER, H., FRÖHLICHER, H. & SAXER, F.: Erläuterungen Blatt St. Gallen-Appenzell. – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25.000, Bern 1960.
- FELBER, P. & WYSSLING, G.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Bregenzerwald (Vorarlberg). – Ecl. Geol. Helv., **72/3**, Basel 1979.
- FÖLLMI, K.B.: Sedimentäre Hinweise auf oberkretazische Tektonik im Vorarlberger Helvetikum. – Ecl. Geol. Helv., **74/1**, Basel 1981.

- FÖLLMI, K.B.: Die Garschella- und Seewer Kalk-Formation (Aptian-Santonian) im Vorarlberger Helvetikum und Ultrahelvetikum. – ETH NF., 262, Zürich 1986.
- FÖLLMI, K.B.: Evolution of the Mid-Cretaceous Triad. – Lecture Notes in Earth Sciences, Berlin (Springer) 1989.
- FÖLLMI, K.B.: Beschreibung neugefundener Ammonoidea aus der Vorarlberger Garschella-Formation (Aptian-Albian). – Jb. Geol. B.-A., 32/1, 105–189, Wien 1989.
- FÖLLMI, K.B. & OUWEHAND, P. J.: Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian-Coniacian): Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlbergs. – Ecl. geol. Helv., 60/1, Basel 1987.
- FRÖHLICHER, H.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Unterkreide im Gebiet der Hohenkastenfalte (St. Galler Rheintal). – Ecl. geol. Helv., 53/2, Basel 1960.
- FUCHS, W.: Eine alpine Foraminiferenfauna des tieferen Mittelbarrame aus den Drusbergschichten vom Ranzenberg bei Hohenems, Vorarlberg. – Abh. Geol. B.-A., 27, Wien 1971.
- FUCHS, W.: Gedanken zur Tektogenese der nördlichen Molasse zwischen Rhone und March. – Jb. Geol. B.-A., Wien 1976.
- FUCHS, W.: Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse. – In: R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, Wien (Springer) 1980.
- GIESINGER, R.: Altach und Bauern auf alten Landkarten. – Ausstellungskatalog, Gemeinde Altach Vlb. – Altach 1988.
- GIESINGER, R.: Schiffahrt auf dem Rhein. – Manuskript, Altach 27. 5. 1989.
- GMEINER, P.: Geologische Probleme im nördlichen Vorarlberg. – Jb. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. 61, Stuttgart 1979.
- GRAAFF, L.W.S. de: Zur Deglaziationsgeschichte der Walgauausgänge im Bereich Feldkirch, Göfis, Sattains. – Exkursionsführer Österr. Geol. Ges., 4, 43–46, Wien 1986.
- GRAAFF, L.W.S. de, KUIJPER, W.J. & SLOTSBOOM, R.T.: Schlußvereisung und Spätglaziale Entwicklung des Moorgebietes Gasserplatz (Feldkirch-Göfis). – Jb. Geol. B.-A., 132/2, 397–413, Wien 1989.
- GRÜNOGEL, E.: Vortertiäre Entwicklung des alpinen Raumes in der Rheintalgegend. – Jb. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., 29, 127–175, Stuttgart 1940.
- GÜMBEL, K.W. v.: Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und Nordwest-Tirol. – Verh. K.K. geol. Reichsanst., Wien 1856.
- GÜMBEL, K.W. v.: Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – Gotha 1861.
- HANTKE, R.: Zur Diffuzenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal. – Vjschr. Naturforsch. Ges. Zürich, 115/1, Zürich 1970.
- HANTKE, R.: Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – Band 1, 2 und 3, Thun (Ott-Verlag) 1978, 1980, 1983.
- HANTKE, R.: Erläuterungen zu Blatt St. Margarethen Diepoldsau (West-Hälften), 1 : 25.000. – Unveröffentlichtes Manuskript (1988).
- HEIM, A.: Beobachtungen in den Vorarlberger Kreideketten. – Ecl. Geol. Helv., 18/2, Basel 1923.
- HEIM, A.: Oceanic Sedimentation and submarine discontinuities. – Ecl. Geol. Helv., 51, Basel 1958.
- HEIM, A., BAUMBERGER, E. & STEHLIN, H.G., FUSSENEGGER, S.: Die subalpine Molasse des westlichen Vorarlberg. – Vjschr. Naturf. Ges., 73, Zürich 1928.
- HEIM, A., BAUMBERGER, E., & FUSSENEGGER, S.: Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins (Vorarlberg und Ostschweiz). – Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges., 68, Abh. 2, Zürich 1933.
- HEIM, A., SEITZ, O. & FUSSENEGGER, S.: Die Mittlere Kreide in den helvetischen Alpen vom Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. – Denkschr. d. Schweiz. Naturforsch. Ges., 60, Abh. 2, Zürich 1934.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R. & SCHMIDEGG, O.: Geologische Karte des Walgaus 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A.1967).
- HERB, R.: Geologie von Amden. – Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 114, Bern 1962.

- HÖFLE, H.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen in der Liebensteiner Decke im Allgäu und Vorarlberg. – Freie Univ. Berlin, Hannover 1972.
- KELLER, O.: Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und der Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rheinalpen, Band A,B. – Geogr. Institut der Univ. Zürich 1988.
- KELLER, O. & KRAYSS, E.: Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. – Geographica Helvetica, 1987/2, 169–178, Zürich 1987.
- KRAPF, PH.: Die Geschichte des Rheines zwischen Bodensee und Ragaz. – Schr. Ver. Gesch., Bodensee, 30, Lindau 1901.
- KRASSER, L.: Der Anteil zentralalpiner Gletscher an der Vereisung des Bregenzerwaldes. – Zeitschrift für Gletscherkunde, 24, Berlin 1936.
- KRASSER, L.: Die diluviale Ausgestaltung des alpinen Oberrheintales. – Jb. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. 29, Stuttgart 1940.
- KRASSER, L.: Einführung in die Geologie von Vorarlberg. – Heimatkunde von Vorarlberg, Bregenz (Verlag E. Ruß) 1949.
- KRASSER, L.: Grundwasservorkommen des Vorarlberger Rheintals. – Mitt. Geol. Ges., 48, Wien 1955.
- KRAUS, E.: Über Flysch und Molasse im Allgäu. – Geol. Rundschau, 20/2, Stuttgart 1929.
- KRAUS, E.: Der nordalpine Kreideflysch. – Geol. paläontol. Abh., NF. 192, Jena 1932.
- KRAYSS, E. & KELLER, O.: Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würmhochglazials. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee, 101, Konstanz 1963.
- KRIEG, W.: Ein fast verlorenes Naturwunder. – Montfort, H. 1, Bregenz 1971.
- KRIEG, W.: 25 Jahre höhlenkundlicher Fachausschuß. – Jb. Vorarlb. Landesmus., V, Bregenz 1982.
- KRIEG, W.: Heimatbuch Hohenems, Natur und Wirtschaft, Das Schwefelbad. – Heimatbuch Hohenems, Natur und Wirtschaft, Bd. 3, Hohenems 1983.
- KRIEG, W. et al.: Vorarlberger Höhlenkataster. – Vorarlberger Naturschau Dornbirn (fortlaufend).
- LOACKER, H.: Berg- und Grundwasserverhältnisse im Illgebiet. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1971.
- LUDWIG, A., SAXER, F., EUGSTER, H. & FRÖHLICHER, H.: Blatt St. Gallen-Appenzel des Geologischen Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Bern (Kümmerly & Frey) 1949.
- LUGER, M.: Die Gruppenwasserversorgung in Vorarlberg. – Gas, Wasser, Wärme, 7/9, Wien 1953.
- MEESMANN, P.: Geologische Untersuchung der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintales. – Verhandl. naturforsch. Ges., 37, Basel 1925.
- MERHART, P.: Kreide und Tertiär zwischen Hochblanken und Rhein. – Diss., Dornbirn 1926.
- MÖLLER, G.: Hohe Strontium-Gehalte und Sr/Ca-Verhältnisse im Bodensee-Wasser und in den Wässern des Alpenrhein-Einzugsgebietes. – Gas und Wasserfach, 110, Wien 1969.
- MÖLLER, M.: Bau, Untergrund und Herkunft der Allgäuer Faltenmolasse. – Jb. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. 66, Stuttgart 1984.
- MURCHISON, R.J.: On the Geological Structure of the Alps, Apennines and Carpathians (Vorarlberg p. 202). – Quart. Journ. Geolog. Soc. London, 5, Stuttgart 1849. Deutsch bearbeitet von G. LEONHARD, Stuttgart 1850.
- OBERHAUSER, R.: Geologische Untersuchungen im Flysch und Helvetikum der Hohen Kugel. – Verh. Geol. B.-A., 1953, Wien 1953.
- OBERHAUSER, R.: Neue Beiträge zur Geologie und Mikropaläontologie von Helvetikum und Flysch im Gebiet der Hohen Kugel. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1956.
- OBERHAUSER, R.: Bericht über Aufnahmen auf Blatt Feldkirch (111). – Verh. Geol. B.-A., 1962, Wien 1962.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., 106, Wien 1963.
- OBERHAUSER, R.: In memoriam Prof. Dr. G. SMIT SIBINGA. – Jb. Vorarlb. Landesmus. V. – Bregenz 1964.

- OBERHAUSER, R.: Siegfried Fussenegger. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 59, Wien 1967.
- OBERHAUSER, R.: Zur Hydrogeologie des Vorarlberger Rheintales zwischen Feldkirch und Hohenems-Klien unter besonderer Berücksichtigung der Bergwässerzuflüsse. – Verh. Geol. B.-A., 1970, Wien 1970.
- OBERHAUSER, R.: Berichte über Aufnahmen auf Blatt 111 Dornbirn. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1964-1974.
- OBERHAUSER, R.: Geologisches Gutachten über das obere Vorarlberger Rheintal nach Fragestellung der Raumplanung. Erstellt für das Amt der Vorarlberger Landesregierung. – Bibl. d. Geol. B.-A., Wiss. Archiv, Nr. A 04998-R, Wien 1973.
- OBERHAUSER, R.: Molasseuntergrund, Helvetikum, Flysch und Klippenzone in Vorarlb. – In: R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, Wien (Springer) 1980.
- OBERHAUSER, R.: Zur geologischen Eigenart. – Heimatbuch Hohenems, Natur und Wirtschaft, 3, Hohenems 1983.
- OBERHAUSER, R.: Bericht über geologische Aufnahmen im Helvetikum und der Nördlichen Flyschzone auf Blatt 111 Dornbirn. – Jb. Geol. B.-A., 127, Wien 1984.
- OBERHAUSER, R.: Exkursionsführer zur Wandertagung in Dornbirn mit Exkursion in Vorarlberg und Tirol mit Übertritt in die Schweiz und Liechtenstein. – Österr. Geol. Ges., 4, Redaktion mit zahlreichen Mitarbeitern, eigene Beiträge zu Exk. A,C,D,E,F u. Allgemeine Übersicht, Wien 1988.
- OBERHAUSER, R.: Zur Geologie von Götzis. – Heimatbuch, Götzis 1988.
- OBERHAUSER, R.: Zur Geologie von Koblach. – Katalog, Museum, Urgeschichte, Koblach 1990.
- OBERHAUSER, R.: Zur Hydrogeologie des Rheintales zwischen Illfächer und Diepeldsauer Rheinschlinge, der Talränder und des Freschengebietes. – Arch. f. Lagerst.forsch., 13, Wien 1991.
- OBERHAUSER, R., RESCH, W. & HANTKE, R.: Helvetikum, Nördliche Flyschzone und Molasse von Hohenems bis Dornbirn (Exkursion B). – Jb. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. 61, Stuttgart 1979.
- OBERHAUSER, R., mit Beiträgen von HANTKE, R. und VONBANK, E.: Helvetikum, Südliche Flyschzone und Quartär am Rheintalrand und im westlichen Walgau (Exkursion F). – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. 61, Stuttgart 1979.
- PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsschliffen (Microfacies Austriaca). Mit Beiträgen von H. HEKEL, F. KAHLER, R. OBERHAUSER, M.E. SCHMID, W. SCHLAGER und H. STRADNER. – Jahrb. Geol. B.-A., Sbd. 18, Wien 1970.
- POSCH, E.: Entwicklung eines Programm- und Archivsystems für Schwerkraftmessungen, dargestellt am Beispiel des Projektes Gravimetrie Westösterreich. – Dissertation Montanuniversität Leoben, 1989.
- PREY, S.: Aufnahmeberichte. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1965.
- PREY, S.: Probleme im Flysch der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., 111, Wien 1968.
- RICHTER, M.: Beiträge zur Geologie der helvetischen Zone zwischen Iller und Rhein. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 17, Wien 1924 (ausgegeben 1925).
- RICHTER, M.: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. – Deutscher Boden, Bd. 5, Berlin (Borntträger) 1937.
- RICHTER, M.: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. – Z. Dtsch. Geol. Ges., 108, Hannover 1956.
- RICHTER, M.: Vorarlberger Alpen. – Samml. Geol. Führer, 49, Stuttgart (Borntträger) 1969 u. 1978.
- RICHTHOFEN, F. v.: Gliederung der Kreideformation in Vorarlberg. – Jb. K.K. Geol. R.-A., Wien 1857.
- RICHTHOFEN, F. v.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. – Jb. K.K. Geol. R.-A., 10, 12, Wien 1858, 1862.
- RIEDEL, L.: Zur Stratigraphie der Oberkreide in Vorarlberg. – Z. Deutsch. Geol. Ges., 92, Berlin 1940.
- ROTHPLETZ, A.: Über die Entstehung des Rheintales oberhalb des Bodensees. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee, 29, Lindau 1900.
- SAX, H.: Geologische Untersuchungen zwischen Bregenzer Ach und Hohem Freschen. – Diss. Zürich 1925.

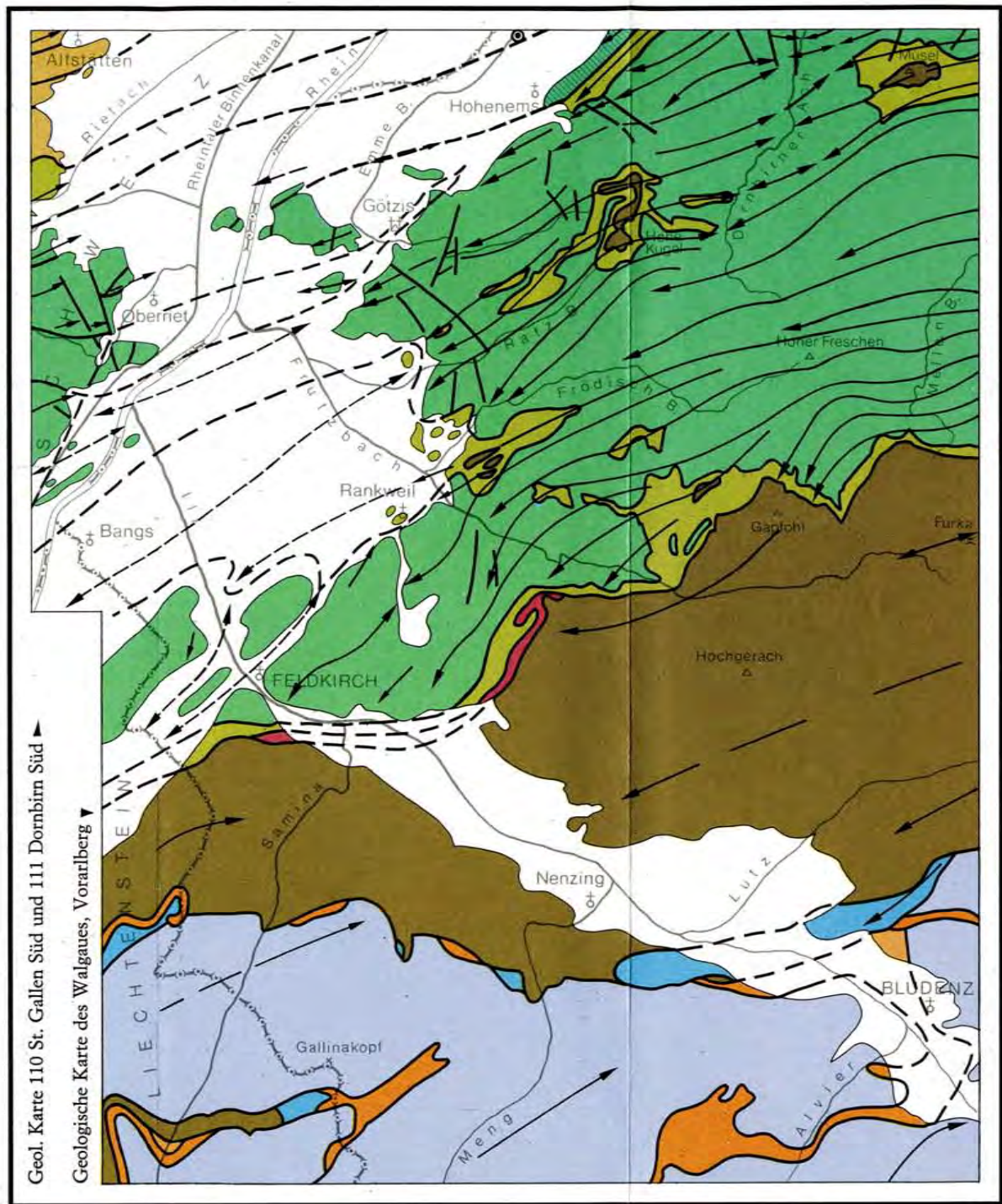
- SCHAAD, H.W.: Geologische Untersuchung in der südlichen Vorarlberger Kreide-Flyschzone zwischen Feldkirch und Hoch-Freschen. – Diss. Zürich 1925.
- SCHMIDLE, W.: Die Geologie des Bodenseebeckens. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee, 50, Lindau 1922.
- SCHMIDLE, W.: Postglaziale Spiegelhöhen des Bodensees und der Vorstoß des Konstanzers Gletschers. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee, 68, Friedrichshafen 1941/42.
- SCHÖBER, W., GMEINER, P. & TEINDL, H.: Gründung auf weichen Böden beim Bau der Rheintal-Autobahn in Vorarlberg. – Geotechnik, 4, München 1981.
- SCHOOP, R.W., & WEGENER, H.: Einige Ergebnisse der seismischen Untersuchungen auf dem Bodensee. – Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. u. Ing., 50, Nr. 118, Gelterkinden 1984.
- SCHREIBER, H.: Die Moore Vorarlbergs und des Fürstentums Liechtenstein in naturwissenschaftlicher und technischer Beziehung. – Deutsch-Österr. Moorverein, Staab 1910.
- SCHWERD, K. & RISCH, H.: Zur Stratigraphie und Herkunft der Feuerstätter Decke im Oberallgäu. – Jb. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. 65, Stuttgart 1983.
- SIEBER, R.: Zur Geschichte der paläontologischen Erforschung Vorarlbergs. – Jahrb. Vorarlb. Landesmus. Ver., Bregenz 1962.
- SIMONS, A. L.: Geomorphologische und glazialgeologische Untersuchungen in Vorarlberg. – Schriften des Vorarlberger Landesmuseum, Reihe A, Bd. 1, 257 S., Bregenz 1985.
- SMIT SIBINGA-LOKKER, C.: Beiträge zur Geomorphologie und Glazialgeologie des Einzugsgebietes der Dornbirner Ache. – Geol. Inst. Univ. Amsterdam 1965.
- STACHER, P.: Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wangformation. – Diss. ETH Zürich 1980.
- STARCK, P.: Über die Grundwasserverhältnisse im Vorarlberger Bodenseerheintal unter besonderer Berücksichtigung der Flusswasserinfiltration. – Diss. Univ. Innsbruck 1970.
- SULSER, H. & FÖLMI, K.B.: Eine neue Brachiopodenart (*Locunosella acutirostris* nov. sp.) aus dem helvetischen Gauf Vorarlbergs. – Ecl. Geol. Helv., 77, Basel 1984.
- VACEK, M.: Umgebung von Hohenems. – Verh. ö. R.-A., Wien 1875.
- VACEK, M.: Über das Kreidogebiet in Vorarlberg. – Verh. ö. R.-A. 1879.
- VACEK, M.: Über Vorarlberger Kreide. Eine Lokalstudie. – Jb. ö. R.-A. 1879.
- WEBER, E., BERTSCHINGER, H., GARTMANN, R., KOBEL, M., LOACKER, H. & NÄNNY, P.: Der Grundwasserstrom des Alpenrheins. – Wasser, Energie, Luft, 5, Baden, Aargau 1978.
- WEIDICH, K.F.: Neue stratigraphische Ergebnisse aus der Süddeutschen Kreide. – N. Jb. Geol. Pal. Abh., 169, Stuttgart 1984.
- WEIDICH, K.F. & SCHWERD, K.: Über Feuerstätter Flysch im Allgäu. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 174, Stuttgart 1987.
- WICHER, C.A., BETTENSTAEDT, F., SEITZ, O. & OBERHAUSER, R.: Zur Oberkreidegliederung der bayerischen Innviertel-Bohrungen. – Geologica Bavarica, 30, München 1957.
- WIEDMANN, J.: On the significance of ammonite nuclei from sieve residues. – Actes colloq. afric. Micropaleont. VI., Ann. Mines Geol., 28, 135–161, Tunis 1974.
- WILDI, W.: Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz mit kurzen Erläuterungen. – Ecl. Geol. Helv., 77, Basel 1984.
- WOLETZ, G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. – Geol. Rdsch., 56, Stuttgart 1967.
- WYSSLING, G.: Palinspastische Abwicklung der helvetischen Decken von Vorarlberg und Allgäu. – Jb. Geol. B.-A., 127/4, Wien 1965.
- WYSSLING, G.: Der frühkretezeitliche helvetische Schelf im Vorarlberg und Allgäu: Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie. – Jb. Geol. B.-A., 129/1, Wien 1986.
- ZACHER, W.: Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt 670 Oberstdorf. – Bayer. Geol. L.-Amt, München 1972.
- ZACHER, W.: Das Helvetikum zwischen Rhein und Iller (Allgäu-Vorarlberg). – Geotekt. Forsch., 44, 1–74, Stuttgart 1973.
- ZIRKL, E.: Calzitwillinge und Strontianit aus dem Ambergtunnel, Vorarlberg. – Die Eisenblüte, Nr. 17, Jg. 7, NF, 1986.

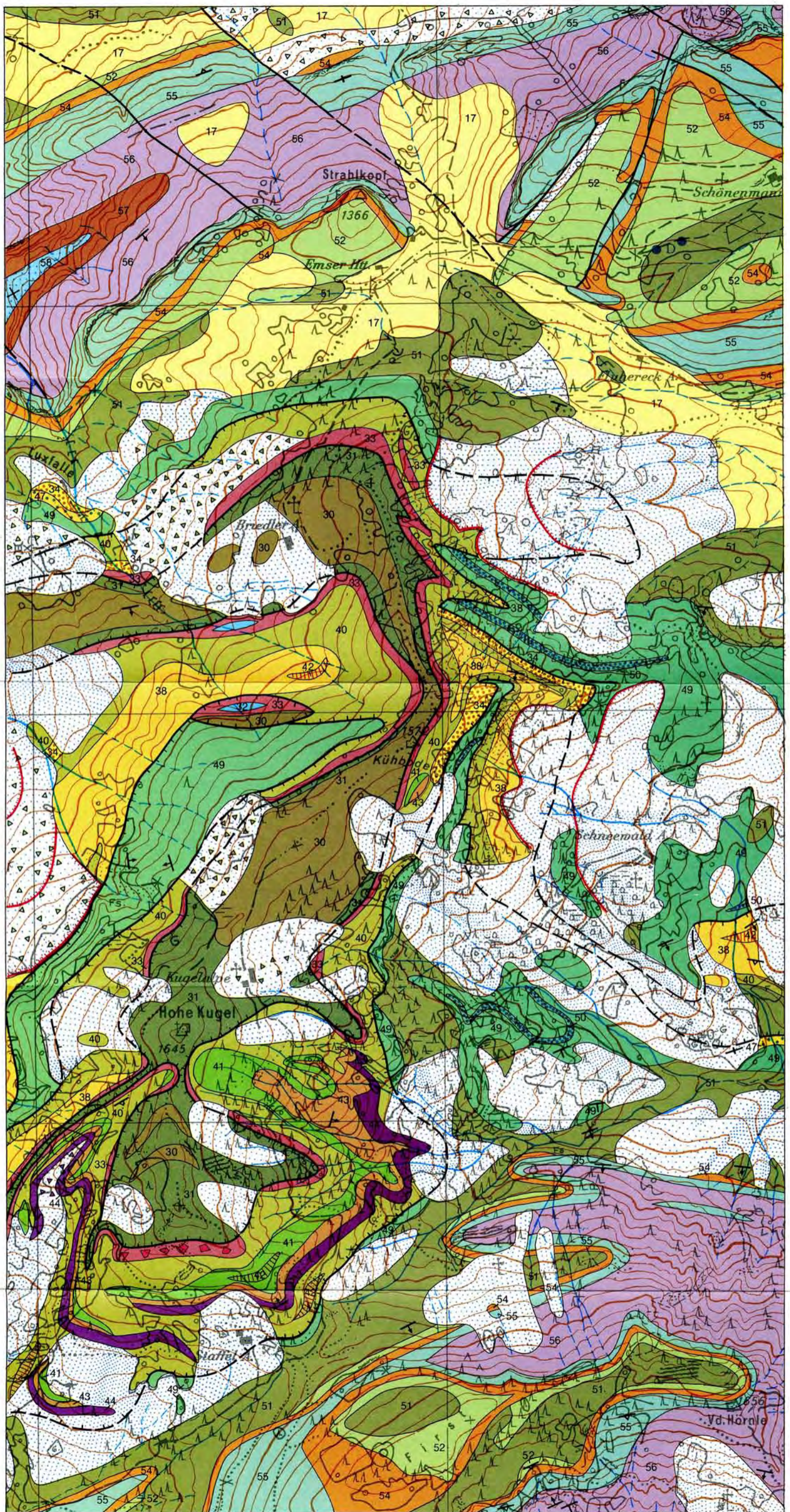
TEKTONISCHE ÜBERSICHTSKIZZE

(einschließlich des südlich anschließenden Gebietes der Geologischen Karte des Walgaues)

-  Alluvium des Rheintales und Walgaues
-  Jüngere Innere Molasse (= Subalpine Molasse)
-  Hohenemser Falte der Säntisdecke (Helvetikum) (relativ zum Gebirge gehoben)
-  Säntisdecke im allgemeinen (Helvetikum)
-  Liebensteiner Decke = Schuppenzone, teilw. incl. Wildflyschzone (Ultrahelvetikum)
-  Wildflyschzone = Feuerstätter Decke, nur im Walgau abgetrennt (Rhenodanubikum, Nordpenninikum)
-  Vorarlberger Flysch, incl. Gaschloerie und Flysch von Bargella (Rhenodanubikum, Nordpenninikum)
-  Falknisdecke von Nüziders und Bargella (Mittelpenninikum)
-  Arosazone (Südpenninikum)
-  Basisschollen des Oberostalpins
-  Lechtaldecke (Oberostalpin)
-  Synklinalachse
-  Tektonische Grenze

0 5000 m

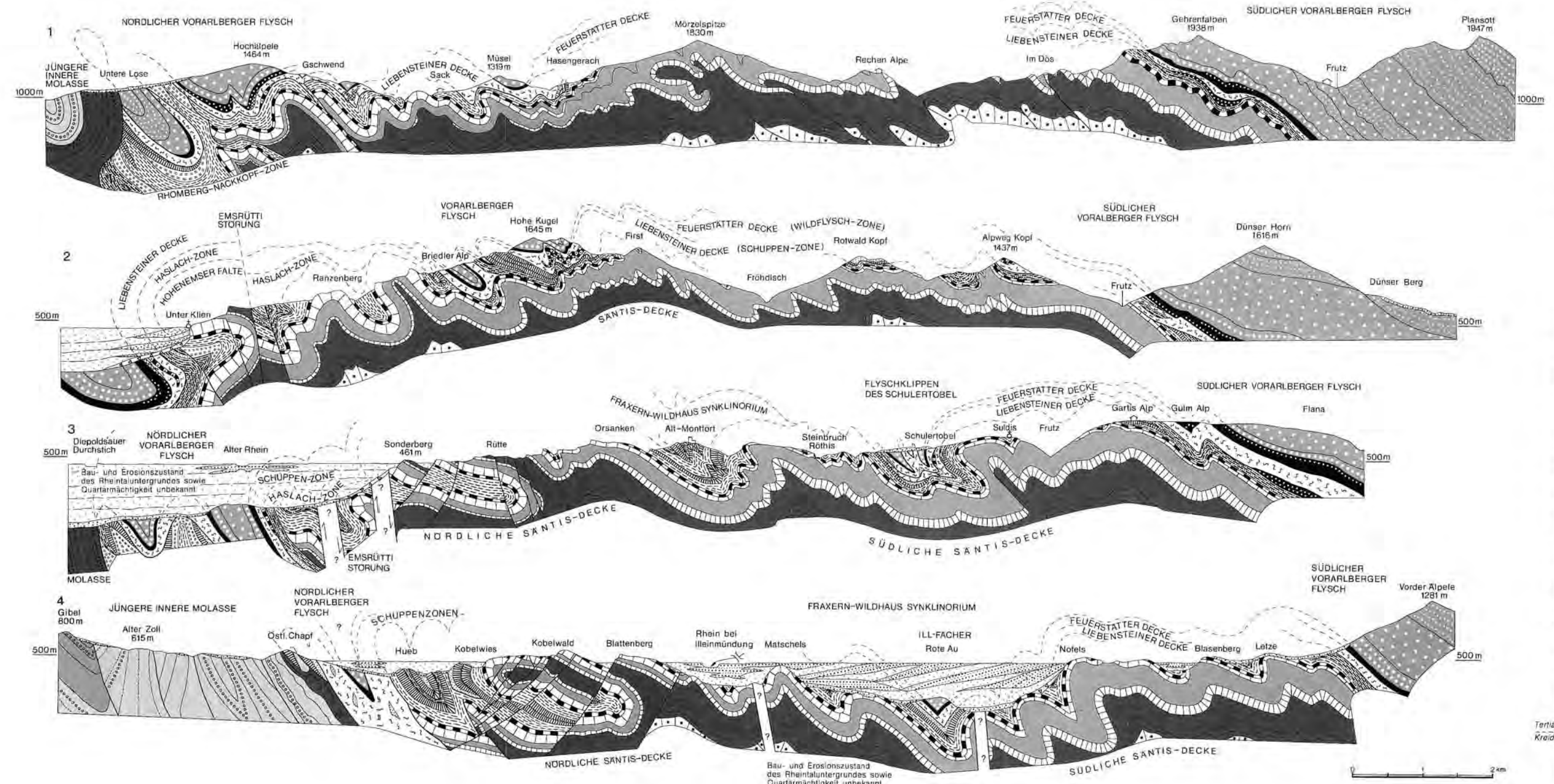
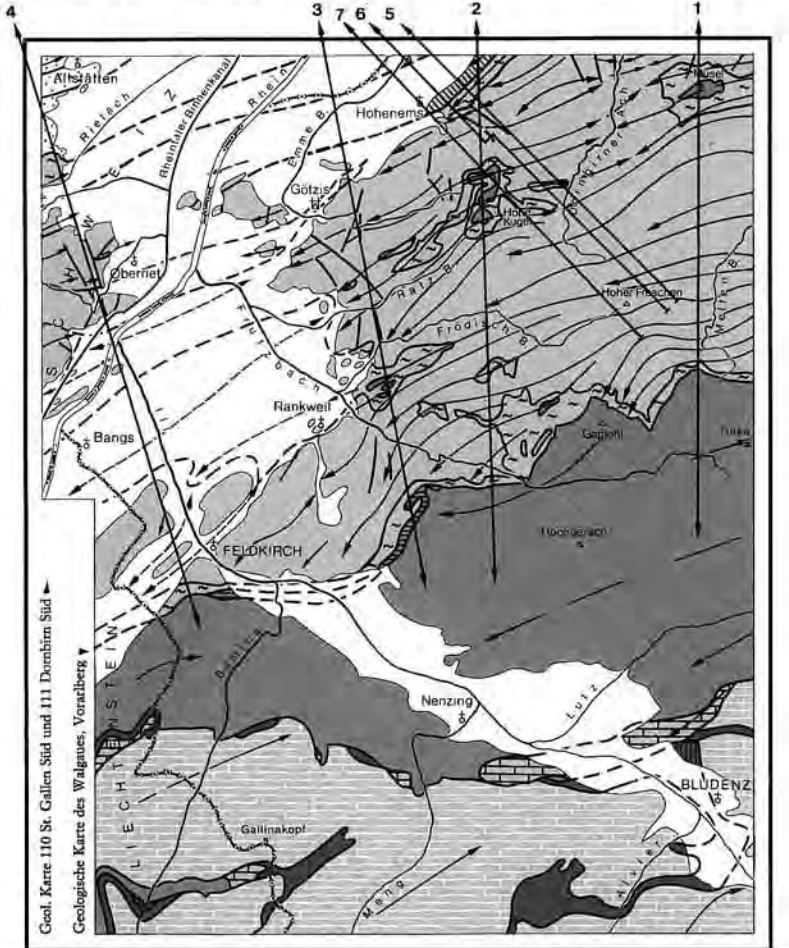




Schnitte durch den Rheintalseeverlandungskörper und das Gebirge von einer Linie Altstätten – Dornbirn – Bödele zum Walgau

R. Oberhäuser 1985

LAGE DER SCHNITTE

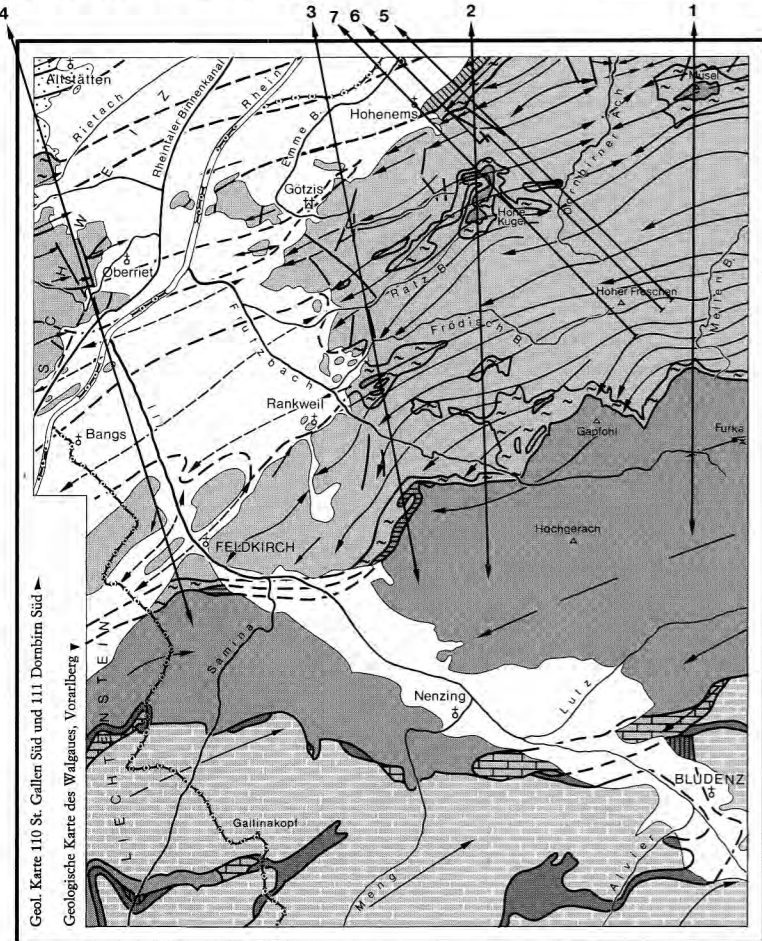


- | | |
|---|---|
| <p>RHEINTALFÜLLUNG</p> <ul style="list-style-type: none"> Schwemmfächer der Ill und des Rheins Schwemmkegel der Bäche Talrandschutthalde Feinkornsedimente des verlandenden Rheintalsees Glaziale Schotter und Moräne (auch auf dem Gebirge) | <p>Eozänschuppen von Emsrütli (= Haslachzone) und von Dalins</p> <ul style="list-style-type: none"> Globigerinenmergel Grünsandsteine, Lithothamnien- und Nummulitenkalke Schuppen vom Rudachbach Rudachbachschichten Rhomberg-Nackkopf-Schuppen Globigerinenmergel Nummulitenschichten Wangschichten Bregenzerärschichten |
| <p>JÜNGERE INNERE MOLASSE (= SUBALPINE MOLASSE)</p> <ul style="list-style-type: none"> Sommersbergnagelfluh Äquivalente der Kojenschichten Weißbachschichten und Äquivalente Untere Meeresmolasse | <p>SANTS-DECKE (INKL. HOHENEMSER FALTE)</p> <p>Jungschichten (teilweise in die Schuppenzonen tektonisch einbezogen)</p> <ul style="list-style-type: none"> Globigerinenflysch Globigerinenmergel Grünsandsteine, Lithothamnien- und Nummulitenkalke Wangschichten Amoenér Mergel, Oberkreide des Freschenplateaus |
| <p>VORARLBERGER FLYSCH</p> <ul style="list-style-type: none"> Mürsandssteinführende Oberkreide (im Norden) Planknerbrückenserie (im Süden) Zementmergel (im Norden) Piesenkopfschichten (im Süden) Reiselberger Sandstein Basisserie | <p>WILDFLYSCHZONE (FEUERSTÄTTER DECKE)</p> <ul style="list-style-type: none"> im allgemeinen Globigerinenflysch |
| <p>SCHUPPENZONEN</p> <p>Liebensteiner Decke (Schuppenzone a. str.)</p> <ul style="list-style-type: none"> Globigerinenflysch Kehteggschichten Leimernmergel etc. Hochkugelschichten, Freschenschotter, Liebensteiner Kalk | <p>ALTSCHICHTEN (das Fallengerüst bildend)</p> <ul style="list-style-type: none"> Gaullgrünsandstein, Seewerkalk Schratenkalk Drüsbergschichten Kieselkalk Valangien (Mergel = Kaiker) Zementsteinschichten Quintrer Kalk Bau- und Erosionszustand des Rheintaluntergrundes sowie Quartärmächtigkeit unbekannt |

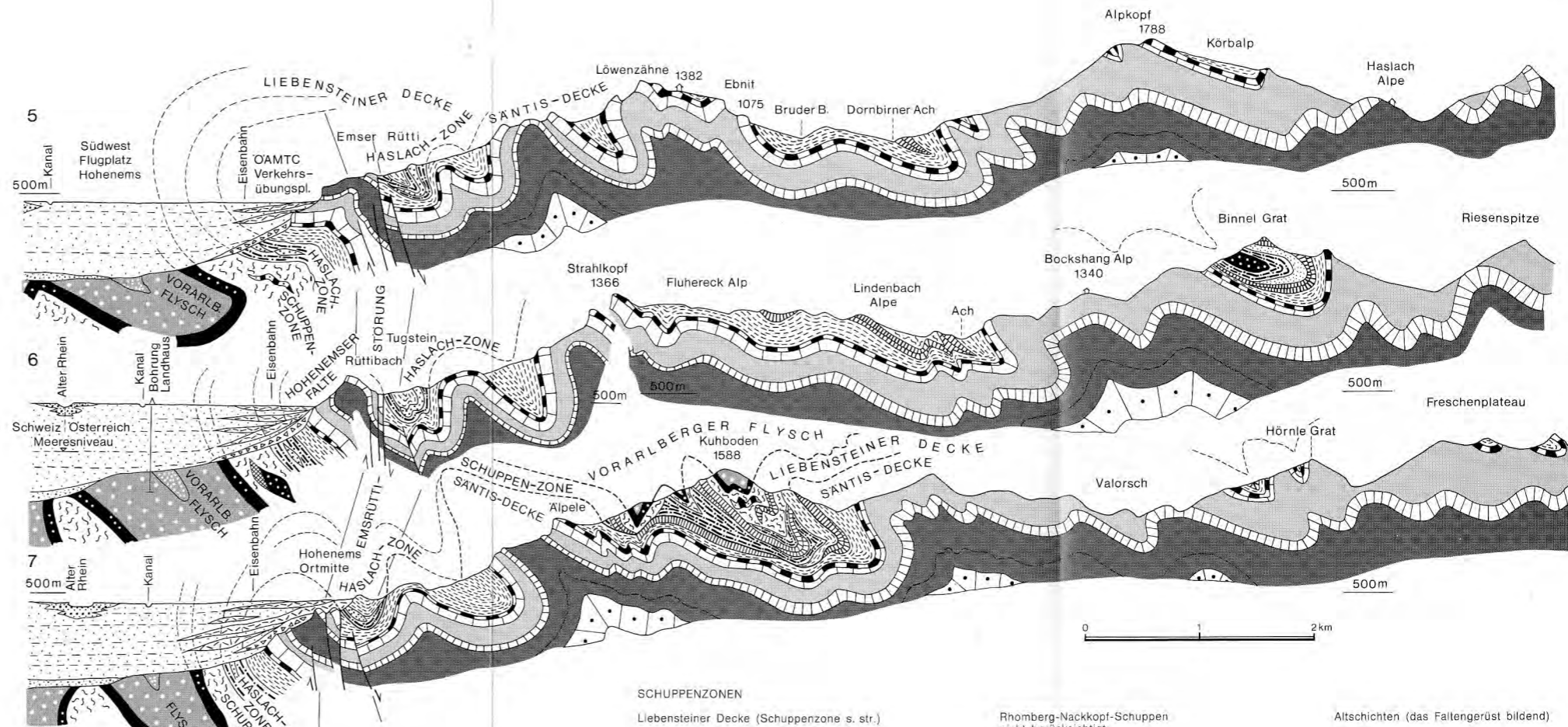
- | | |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> Alluvium des Rheintales und Walgaues Jüngere innere Molasse (= Subalpine Molasse) Hohenemser Falte der Santsdecke (Helvetikum) (teilw. zum Dalins gebogen) Santsdecke im allgemeinen (Helvetikum) Liebensteiner Decke = Schuppenzone, teilw. incl. Wildflyschzone (Ultrahelvetikum) Wildflyschzone = Feuerstätter Decke, nur im Walgau abgetrennt (Rhenodanubikum, Noropenninikum) | <ul style="list-style-type: none"> Vorarlberger Flysch, incl. Gaschloserie und Flysch von Bergella (Rhenodanubikum, Nordpenninikum) Falknisdecke von Nüziders und Bergella (Mittelpenninikum) Arosazone (Südpenninikum) Basisschollen des Oberostalpins Lechtaldecke (Oberostalpin) Synklinalachse Tektonische Grenze |
|---|---|

LAGE DER SCHNITTE

0 5km



Schnitte durch den Rheintalseeverlandungskörper und das Gebirge von der Diepoldsauer Rheinschlinge zum Hohen Freschen



Erläuterungen 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd

- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Alluvium des Rheintales und Walgaues | | Vorarlberger Flysch, incl. Gaschlerose und Flysch von Bargella (Rhenodanubikum, Nordpenninikum) |
| | Jüngere Innere Molasse (= Subalpine Molasse) | | Falknisdecke von Nüziders und Bargella (Mittelpenninikum) |
| | Hohenemser Falte der Sântisdecke (Helvetikum) (relativ zum Gebirge gehoben) | | Arosazone (Südpenninikum) |
| | Sântisdecke im allgemeinen (Helvetikum) | | Basisschollen des Oberostalpins |
| | Liebensteiner Decke = Schuppenzone, teilw. incl. Wildflyschzone (Ultrahelvetikum) | | Lechtaldecke (Oberostalpin) |
| | Wildflyschzone, = Feuerstätter Decke, nur im Walgau abgetrennt (Rhenodanubikum, Nordpenninikum) | | Synkinalachse |
| | | | Tektonische Grenze |

- RHEINTALFÜLLUNG**
- Schwemmfächer des Rheins
 - Schwemmkegel der Bäche
 - Talrandschutthalden
 - Feinkornsedimente des verlandenden Rheintalsees
 - Glaziale Schotter und Moräne

- VORARLBERGER FLYSCH**
- Piesenkopfschichten, Zementmergel
 - Basisserie, Reiselsberger Sandstein
- WILDFLYSCHZONE (FEUERSTÄTTER DECKE)**
- Wildflysch
 - mit Globigerinenflysch

- SCHUPPENZONEN**
- Liebensteiner Decke (Schuppenzone s. str.)
- Globigerinenflysch
 - Kehleggsschichten
 - Leimernmergel
 - Hochkugelschichten, Freschenschiefer, Liebensteiner Kalk
- Haslachzone**
- Globigerinenmergel
 - Nummulitenkalke und -grünsandsteine

- Rhombeg-Nackkopf-Schuppen nicht berücksichtigt
- SÂNTISDECKE (INKL. HOHENEMSER FALTE)**
- Jungschichten (teilweise in die Schuppenzone tektonisch einbezogen)
- Globigerinenflysch der Binnelalpe
 - Globigerinenmergel Grünsandsteine der Binnelalpe
 - Wangschichten
 - Amdener Mergel, Oberkreide des Freschenplateaus

- Altschichten (das Falengerüst bildend)**
- Gaultgrünsandstein, Seewerkalk
 - Schratenkalk
 - Drusbergsschichten
 - Kieselkalk
 - Valangien (Mergel + Kalke)
 - Zementsteinschichten
 - Quintner Kalk

0 1 2km