

Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian-Coniacian) : neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlberges

Autor(en): **Föllmi, Karl B. / Ouwehand, Pieter J.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **80 (1987)**

Heft 1

PDF erstellt am: **13.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-165989>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Eclogae geol. Helv.	Vol. 80	Nr. 1	Seiten 141–191	Basel, April 1987
---------------------	---------	-------	----------------	-------------------

Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian–Coniacian): Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlbergs

Von KARL B. FÖLLMI und PIETER J. OUWEHAND¹⁾

ZUSAMMENFASSUNG

Die *Garschella-Formation* (bisher «Helvetischer Gault») besteht aus einer geringmächtigen Sequenz von abschnittsweise kondensierten Sedimenten, die zwischen dem frühen Aptian und frühen Cenomanian abgelagert wurden.

Die Garschella-Formation wird in drei Member gegliedert:

– Das *Brisi-Member* (Aptian) und das *Selun-Member* (Spätes Aptian bis Früh-Cenomanian) enthalten Apatit- und Glaukonit-führende, siliziklastische und karbonatische Sedimentfolgen des internen Schelfes und des Übergangsbereichs zum externen Schelf.

– Das *Freschen-Member* (Spät-Aptian–Albian) umfasst mergelige, tonige Sedimente mit turbiditischen Einlagerungen, welche im externen Schelfbereich abgelagert wurden.

Während der Ablagerungszeit des Seewer Kalkes tangierten im südlichen Teil der Schweizer, sowie der Vorarlberger Säntis-Decke, umfassende Erosions- und Aufarbeitungsphasen (frühes Turonian, sowie später Turonian bis Coniacian) den unteren Abschnitt des Seewer Kalkes und die Garschella-Formation. Die Umlagerungsprodukte dieser Phasen werden als *Götzis-Schichten* innerhalb des Seewer Kalkes bezeichnet.

ABSTRACT

The *Garschella Formation* (formerly «Helvetic Gault») consists of thin sediments with intercalated condensed levels deposited from early Aptian to early Cenomanian time.

The formation is divided into three members:

– The *Brisi Member* (Aptian) and the *Selun Member* (uppermost Aptian to lower Cenomanian) comprise apatite and glauconite bearing siliciclastic and carbonate sediments, deposited in an inner shelf and transition zone to outer shelf environment.

– The *Freschen Member* (upper Aptian–Albian) consists of marly and argillaceous sediments with intercalated turbiditic beds, laid down in an outer shelf environment.

During the deposition of Seewen Limestone erosional and reworking phases affected the base of the Seewen Limestone and parts of the Garschella Formation. The products of the reworking are here termed the *Götzis Beds*, as a member of the Seewer limestone.

¹⁾ Geologisches Institut ETH, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

RÉSUMÉ

La formation de Garschella («Gault helvétique») contient des sédiments peu épais, en partie condensés, déposés entre l'Aptien ancien et le Cénomaniens ancien.

Cette formation est partagée en trois membres:

– Les membres du *Brisi* (Aptien) et de la *Selun* (Aptien récent–Cénomaniens ancien) contiennent des sédiments siliciclastiques et carbonatés dont certaines contiennent de la glauconie et de l'apatite. Leur milieu générateur est le shelf interne et son passage au shelf externe.

– Le membre du *Freschen* (Aptien ancien–Albien) des unités sud- à ultrahelvétiques comprend des sédiments marneux-argileux avec des intercalations à grains grossiers. Leur milieu de dépôt est le shelf externe.

Pendant la sédimentation du Seewer Kalk la base du Seewer Kalk et la formation de Garschella ont été en partie érodées et remaniées. Les sédiments remaniés sont appelés couches de *Götzis*. Ces couches forment une partie de la formation de Seewen.

INHALTSVERZEICHNIS

1. Einleitung	142
1.1 Vorwort	142
1.2 Biozonierungen	143
1.3 Paläogeographische Unterteilung des Helvetikums	144
2. Begründung der Neudefinitionen	144
3. Definition, Abgrenzung, Typusprofil, Alter und Verbreitung der Garschella-Formation, ihrer Member und Schichten	150
3.1 Garschella-Formation	150
3.2 Brisi-Member	154
3.3 Selun-Member	160
3.4 Freschen-Member	180
4. Seewer Kalk	184
4.1 Götzis-Schichten	184
5. Wichtigste Ergebnisse in unseren Untersuchungsgebieten	186
5.1 Die Garschella-Formation in der Churfürsten-Säntis-Decke der Nordostschweiz	186
5.2 Die Garschella-Formation und Götzis-Schichten im Vorarlberger Helvetikum und Ultrahelvetikum der Hohen Kugel	187
6. Sedimentologischer Rahmen	187
Verdankungen	188
Literaturverzeichnis	188

1. Einleitung*1.1 Vorwort*

Die in der Garschella-Formation («Helvetischer Gault») gebräuchliche lithostratigraphische Feingliederung geht im wesentlichen auf die Untersuchungen von ARN. HEIM (1909, 1910, 1913; HEIM & SEITZ 1934) und GANZ (1912) zurück. Obwohl die Arbeiten dieser beiden Autoren koordiniert wurden und die Ergebnisse von einem weitgehenden Konsens zeugen, bestanden bezüglich der Basisschichten des hier zu definierenden Selun-Members unterschiedliche Auffassungen, die sich in der Kontroverse um die Nieder- und Durchschlägi-Schichten niederschlugen.

Im Verlauf unserer Untersuchungen der Garschella-Fm im ostschweizerischen (OUWEHAND, in Vorb.) bzw. Vorarlberger Helvetikum (FÖLLMI 1986) (Fig. 1) machten

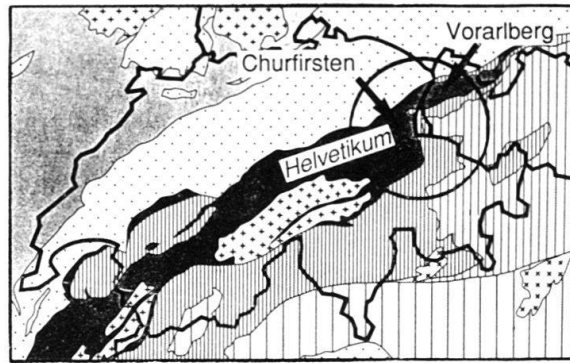


Fig. 1. Übersichtskarte (SPICHER 1980).

sich diese und andere, bis heute nicht beseitigten Unklarheiten, bei der Korrelation unserer Profile immer wieder bemerkbar. Wir entschieden uns deshalb, gemeinsam die Schlüssel lokalitäten in den Churfirsten und in Vorarlberg zu besuchen, um durch genaue lithologische Vergleiche und gezieltes Aufsammeln von Fossilien zu einer einheitlichen lithostratigraphischen Nomenklatur zu gelangen. Unsere Ergebnisse werden in dieser Arbeit vorgestellt (Fig. 2).

1.2 Biozonierungen

Die benutzten Biozonierungen (Fig. 3a, 4a) beruhen für den früheren Teil der untersuchten Zeitperiode (Aptian–Albian) vor allem auf Ammoniten- und für den späteren Teil (spätes Albian-Coniacian) auf Foraminiferen-Biostratigraphie. Die in der Garschella-Fm vorliegende Aptian-Fauna weist Affinitäten zu gleichaltrigen, osteuropäischen

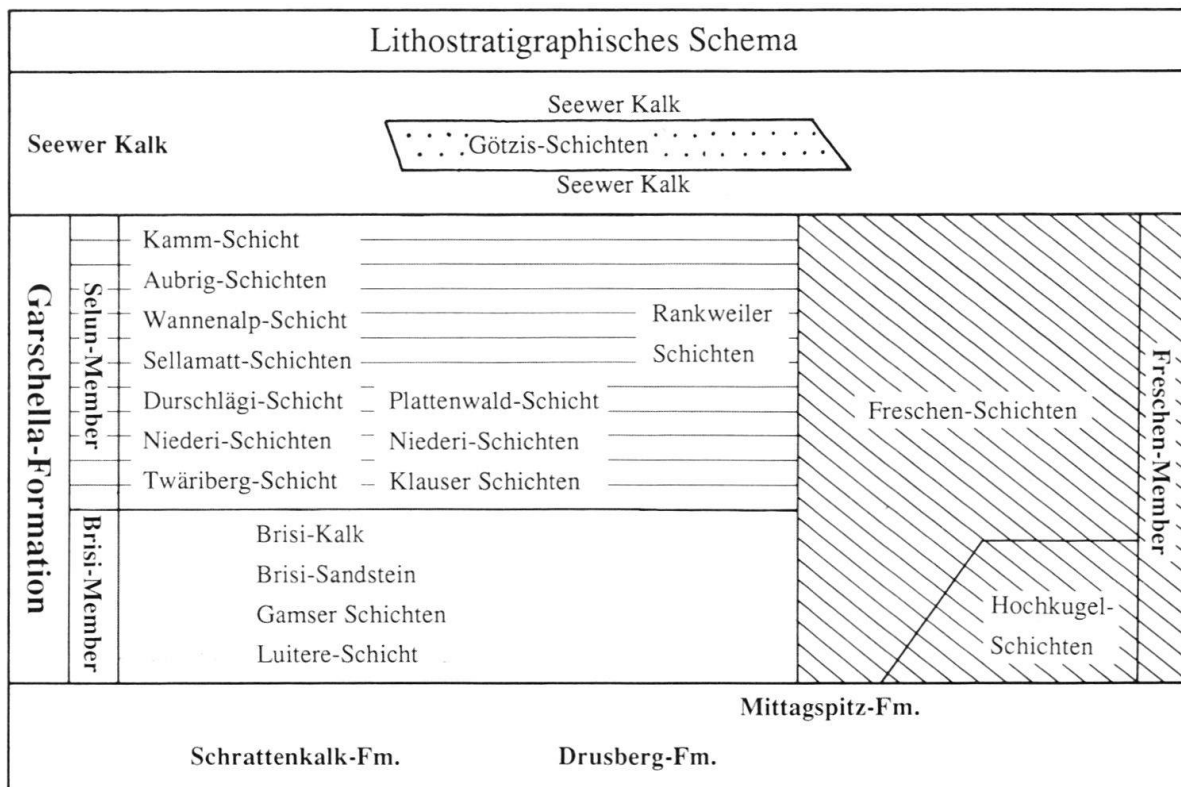


Fig. 2. Lithostratigraphisches Schema.

Assoziationen auf (FÖLLMI 1986). Deshalb wird die von MIKHAILOVA (1979) und DRUSCHTCHITZ & GORBATSCHICK (1979) vorgeschlagene Zonengliederung verwendet. Für das Albien wird die von CASEY (1961) und OWEN (1971, 1975) benützte Zonengliederung übernommen. Die biostratigraphische Unterteilung des späten Albien, Cenomanian und Turonian mit Hilfe von planktonischen Foraminiferen stammt aus Arbeiten von ROBASZINSKY & CARON (1979), ROBASZINSKY (1981) und CARON (1985).

1.3 Paläogeographische Unterteilung des Helvetikums

Innerhalb des Helvetikums werden die folgenden tektonischen Unterteilungen nach TRÜMPY (1969) und FUNK (unpubl., sowie in TRÜMPY 1980, S. 59) vorgenommen.

- Nördlicher Bereich: Tektonische Elemente in infrahelvetischer Stellung.
 Mittlerer Bereich: Tektonische Elemente in Glarus–Mürtschen–Gellihorn–Diablerets, Axen- und Randketten-Stellung.
 Südlicher Bereich: Tektonische Elemente in Drusberg–Wildhorn-Stellung und Ultrahelvetikum (Den südlichen Bereich teilen wir für unsere engeren Arbeitsgebiete in einen Nordteil (bis Nordrand des «Rankweiler Abhangs», entspricht der Linie Buchs–Feldkirch–Röthis–Mörzelspitze–N Mellau), in einen Mittelteil («Rankweiler Abhang») und einen Südteil ein.

Die Vorarlberger Säntis-Decke wird als ganzes zum südlichen Bereich gezählt. Die Aufschlüsse in der Hohenemser Decke östlich Klien gehören dem mittleren Bereich an (WYSSLING 1985).

Unter «proximal» verstehen wir küstennäher (\pm nördlicher) und unter «distal» küstenentfernter (\pm südlicher).

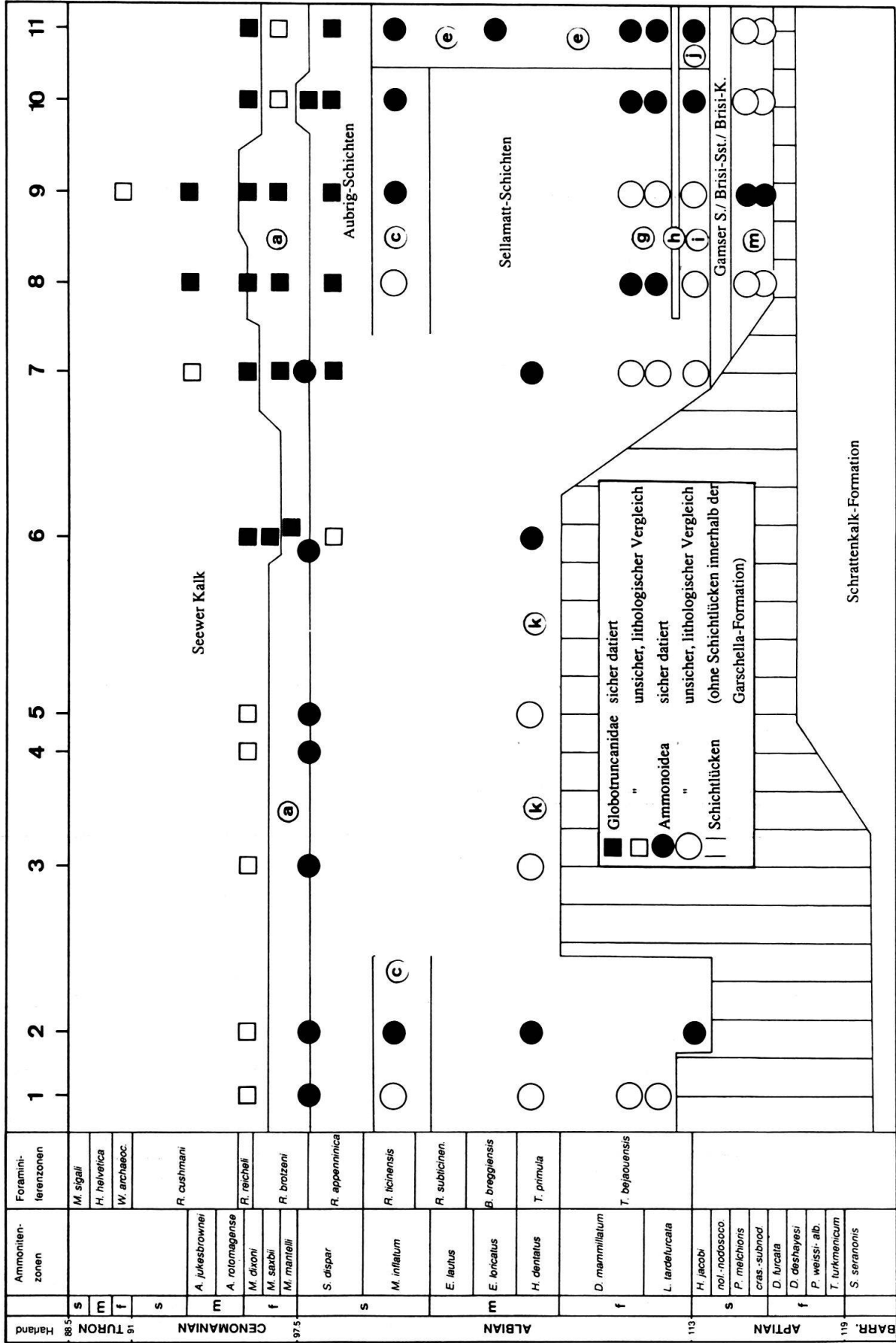
2. Begründung der Neudefinitionen

Eine Neubenennung des sog. «helvetischen Gault» wurde bereits von GANZ (1912), sowie von der Schweizerischen Stratigraphischen Kommission (1973) angeregt. Im Rahmen der vorgenommenen Neudefinition der Member und Schichten benützen wir die Gelegenheit die *Garschella-Formation* als Ersatz für den inadquaten Begriff «helvetischer Gault» einzuführen.

Innerhalb der Garschella-Formation werden die folgenden Neudefinitionen vorgenommen (vgl. Fig. 3a, 3b und 4a, 4b).

- Eine weit verbreitete, zwischen Brisi-Kalk und Niederi-Schichten liegende Phosphoritschicht, wird neu als *Twäriberg-Schicht* definiert. ARN. HEIM (1910, 1913) korrelierte diesen geringmächtigen Horizont fälschlicherweise mit der Durschlägi-Schicht der Typus-Lokalität Durschlegi (Amden/SG) (Fig. 7). Die Twäriberg-Schicht kann auf Grund von Ammonitenfunden in die *jacobi-* und den unteren Teil der *tardefurcata-* Zone (Wende Aptian–Albian) eingestuft werden.
- Distal entwickeln sich aus der Twäriberg-Schicht durch Aufnahme von Resedimente (aus Schrattenkalk, Brisi-Sandstein, Brisi-Kalk, Phosphoritknollen) die *Klauser Schichten*.

- Das Alter der vorhin erwähnten *Durschlägi-Schicht* konnte an der Lokalität Durschlegli festgelegt werden (obere *tardefurcata*- und *mammillatum*-Zone), womit eine stratigraphische Einstufung ermöglicht wurde: Dieses Schichtglied kann mit einer Phosphoritschicht, die unmittelbar *über* den *Niederi-Schichten* (die an der Lokalität Durschlegli nur rudimentär ausgebildet sind) liegt, korreliert werden. Diese Beobachtung bestätigt die von GANZ (1912, S. 7, 106) vertretene Ansicht und widerlegt die HEIMSche Auffassung (1913, S. 308 ff; HEIM & SEITZ (1934), nach welcher die *Durschlägi-Schicht* unterhalb der *Niederi-Schichten* liegen würde (Fig. 7). Damit wird die Korrelation von tonigen Grobsilt-Feinsand Gesteinen im Nordteil der Vorarlberger Säntis-Decke («*Twirren-Schichten*» in HEIM & SEITZ 1934, S. 263; vgl. Fig. 4b) mit den *Niederi-Schichten* der Churfürsten-Region ermöglicht und kann die Annahme von HEIM (1913, HEIM & SEITZ 1934), dass die *Flubrig-* und *Twirrenschichten* gegen SE durch die *Niederi-Schichten* ersetzt seien, widerlegt werden (Fig. 3, 4).
- Die von GANZ (1912) definierten «*Flubrig*»- und «*Twirren-Schichten*» (pp. «*Concentricus-Schichten*» sensu FICHTER 1934), sind in unseren Untersuchungsgebieten nicht unterscheidbar (ARN. HEIM 1913, S. 301; HEIM & SEITZ 1934, S. 264); sie werden durch die *Sellamatt-Schichten* ersetzt.
- Der Phosphorithorizont zwischen den *Sellamatt-* und den *Aubrig-Schichten* wird als *Wannenalp-Schicht* nach der berühmten Fossilfundstelle *Wannenalp/SZ* umbenannt (ESPINE & FAVRE 1865; KAUFMANN 1877; MAYER-EYMAR 1874; GANZ 1912). Diese Neudefinition ersetzt den Begriff «*Lochwald-Schicht*» im Sinne von HEIM und GANZ. Der Ausdruck «*Lochwald-Schicht*» wird aus den folgenden Gründen nicht weiter verwendet (FICHTER 1934; BOLLI 1944; HERB 1962; MOHLER 1966; LANGE 1968; KORNER 1978; SCHOLZ 1978; GEBHARD 1983, 1985):
 1. Die «*Lochwald-Schicht*» an der Lokalität *Lochwald* umfasst eine Fauna des späten Früh- bis Spät-Albian (JACOB & TOBLER 1906; GANZ 1912; MOHLER 1966) und entspricht somit nicht der «*Lochwald-Schicht*» im Sinne von HEIM und GANZ, sondern der von HEIM & SEITZ (1934) definierten *Plattenwald-Schicht*.
 2. Der Begriff «*Lochwald-Schicht*» ist belastet, da er von verschiedenen Autoren unterschiedlich angewendet wurde.
 3. An der Lokalität *Lochwald* lässt sich kein neues Typusprofil aufnehmen (*Bergsturzböcke*).
- Die *Plattenwald-Schicht* stellt eine kondensierte Abfolge dar, die altersmässig Äquivalente mehrerer Schichten des *Selun-Members* umfasst. Eine interne Altersaufgliederung ist trotz reichlicher Fauna nicht möglich (vgl. auch HEIM & SEITZ 1934). Der Begriff *Plattenwald-Schicht* wurde von HEIM & SEITZ (1934) eingeführt; er wurde jedoch oft fälschlicherweise mit der «*Lochwald-Schicht*» gleichgesetzt.
- Die Sedimente der *Garschella-Fm* können ihrer Fazies nach einem internen und einem externen Teil des Schelfes zugeordnet werden. Die Übergangszone zwischen beiden Bereichen stimmt im östlichen Teil des untersuchten Gebietes mit dem Südrand der ehemaligen *Schrattenkalk-Karbonatplattform* überein (FÖLLMI 1986). Im Albian entwickelte sich diese Zone zu einem *Abhang* (= «*Rankweiler Abhang*»), in dem bis 25 m tiefe und mehrere 100 m breite *Erosionsrinnen* vorhanden waren. Die Sedimentfüllungen dieser *Rinnen* werden als *Rankweiler Schichten* definiert.



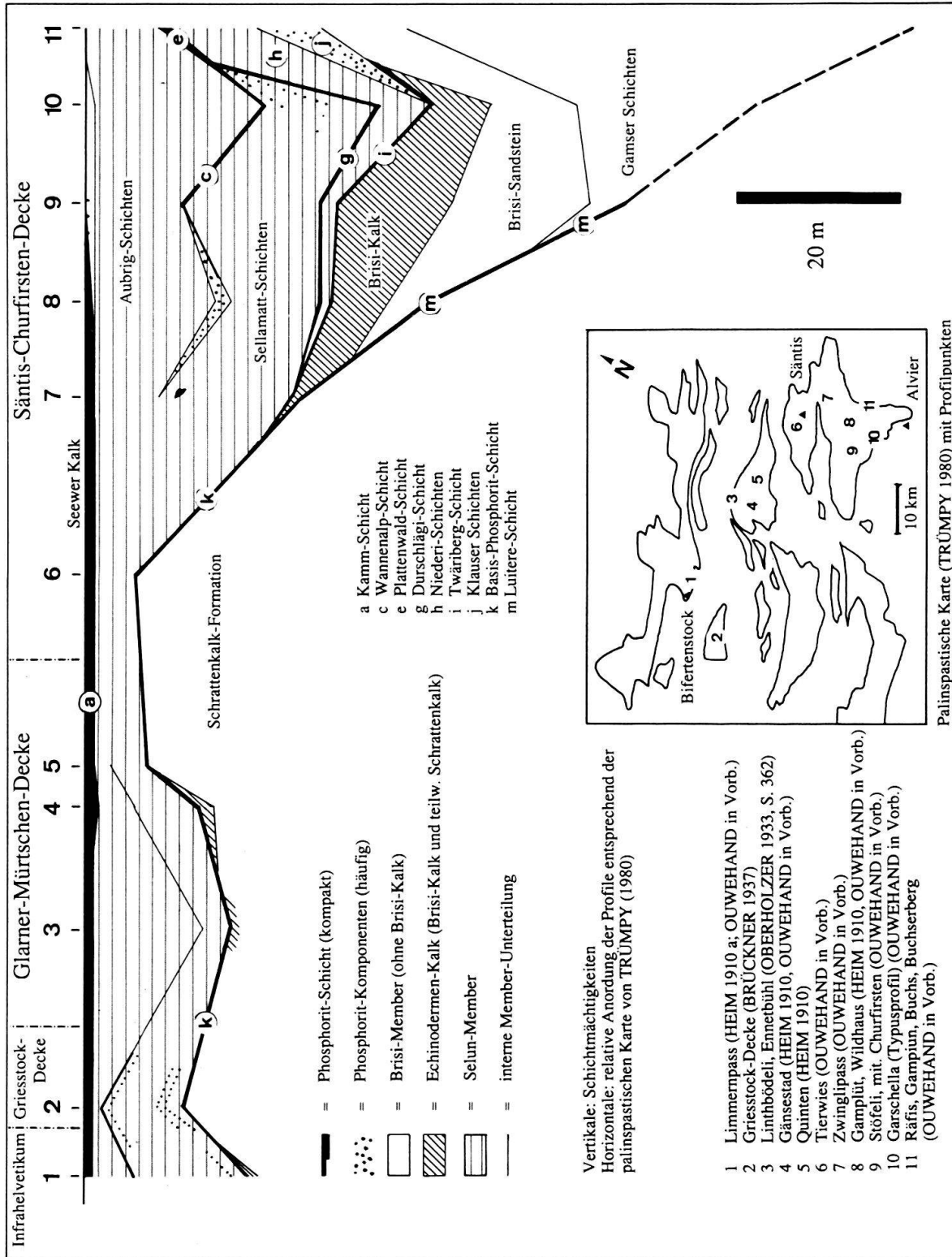
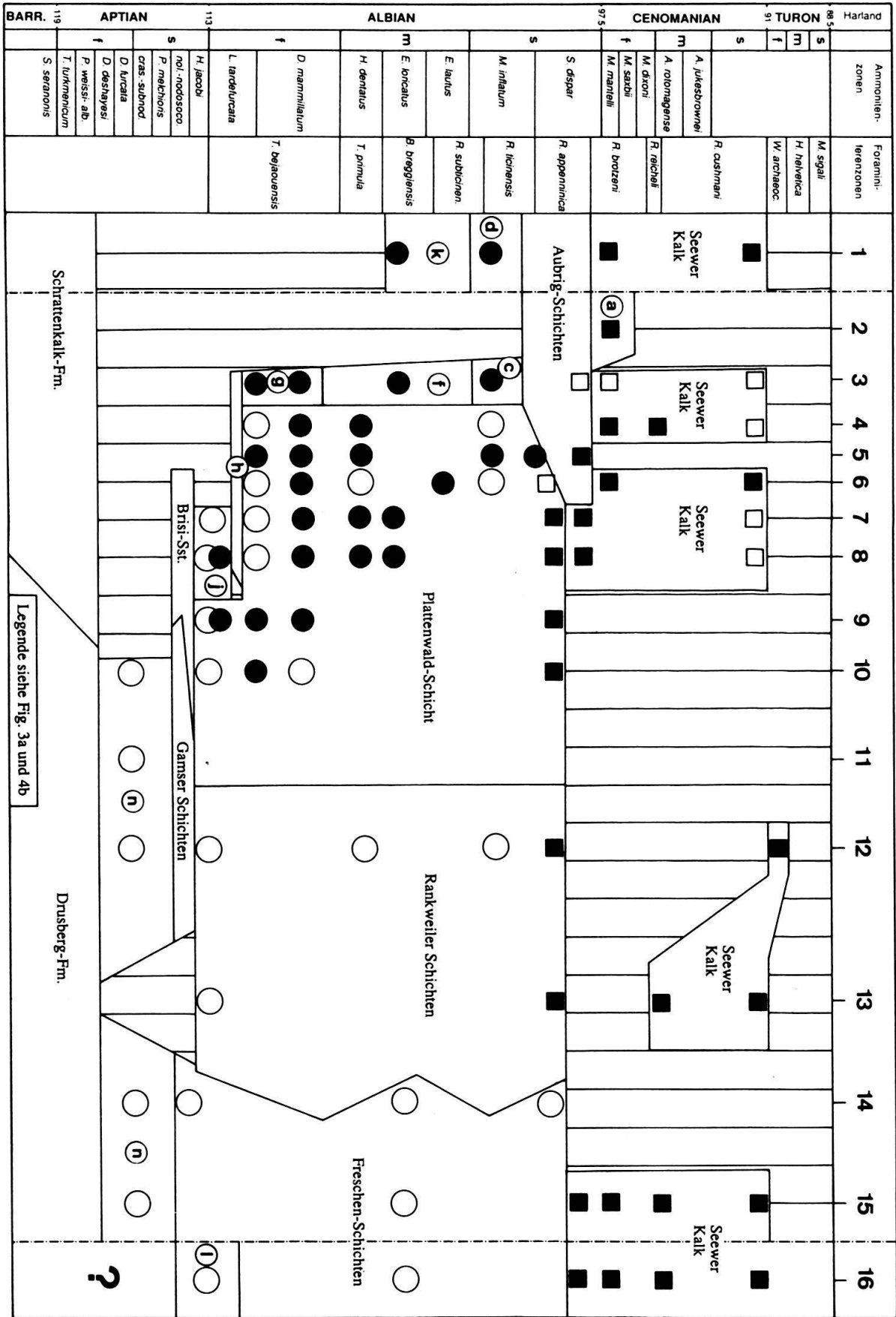


Fig. 3. Profile Ostschweiz: Infrahelvetikum (Limmernpass) – Südhelvetikum (Buchs SG)
 a) Biostratigraphisches Schema
 b) Mächtigkeitsprofile



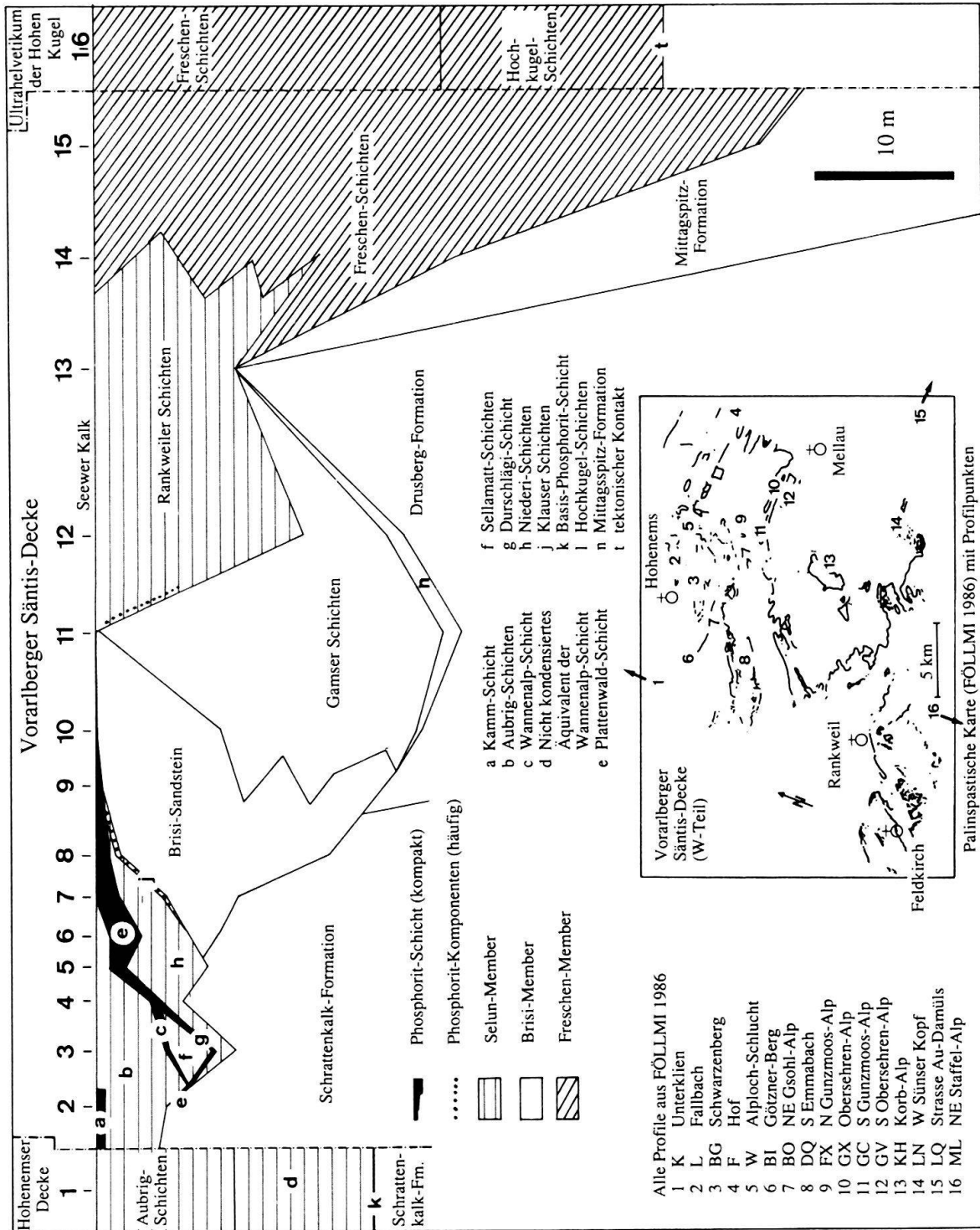


Fig. 4. Profile Vorarlberg: Hohenemser Decke (Unterklien) – Ultraschicht (Hohen Kugel)

a) Biostratigraphisches Schema
b) Mächtigkeitsprofile

Die Fig. 3a, b & 4a, b zeigen die Entwicklung der Garschella-Fm. vom nord- bis südhelvetischen Bereich. Die Mächtigkeitsprofile (b) sind ihrer biostratigraphischen Korrelation (a) gegenüber gestellt. Die Lokalitäten der Profile sind den palinspastischen Karten in den Fig. 3b, 4b zu entnehmen. Die einzelnen Profile sind direkt verbunden, ohne alle Spezialabfolgen zu berücksichtigen.

Die Sedimente des Brisi- und des Selun-Members sind auf den internen Schelfbereich und auf den Rankweiler Abhang begrenzt; die Sedimente des Freschen-Members auf den externen Schelf.

- Die Resedimentbänke von Seewer Kalk- und Garschella-Fm-Komponenten, welche mit erosiver Basis direkt über der Garschella-Fm oder im Seewer Kalk vorkommen werden als *Götzis-Schichten* bezeichnet. Sie entsprechen teilweise dem «Seewer Grün-sand» von BLUMER (1905) und FÖLLMI (1981) und teilweise dem «konglomeratischen Seewerkalk» von FICHTER (1934) und BOLLI (1944). Die Definition der Götzis-Schichten wurde in diese Arbeit einbezogen, da diese vor allem wenn sie direkt über Einheiten der Garschella-Fm folgen, mit Schichten der Garschella-Fm verwechselt wurden (Kap. 4.1).

3. Definition, Abgrenzung, Typusprofil, Referenzprofile, Alter und Vorkommen der Garschella-Formation, ihrer Member und Schichten

3.1 Garschella-Formation

3.1.1 Begründung des neuen Namens

Mit der Garschella-Fm wird ein neuer Name als Ersatz für den «Gault» oder «helvetischen Gault» vorgeschlagen.

Der Begriff «Gault» kommt aus England und weist eine Tradition auf, die bis ins 18. Jh. zurückverfolgt werden kann. Als «Gault» wird dort eine Abfolge von zum Teil phosphoritknollenführenden Tonen des Mittel- und Spät-Albian bezeichnet (SPATH 1923–1943; OWEN 1971; ANDERSON 1986). Im letzten Jahrhundert wurde der Begriff «Gault» weltweit pseudo-stratigraphisch für tonige und glaukonitsandige Ablagerungen der «mittleren» Kreide verwendet. Dieser Name hat sich auch im Helvetikum eingebürgert (ESCHER 1853, 1878; KAUFMANN 1877). Es ist formal richtiger, den traditionellen Namen zu ersetzen. Die Garschella-Formation ist lithologisch und zeitlich nicht identisch mit dem südenenglischen «Gault», und eine weitere Verwendung des «Gault» ist auch nach den Richtlinien der Schweizerischen Geologischen Kommission (Eclogae geol. Helv. 66/2, 1973, S. 483; vgl. auch GANZ 1912, S. 145) nicht opportun.

Auf dem Garschella-Plateau (östlichstes Churfürsten Gebiet; SW-Ende des Voralptales, SG) liegt eines der vollständigsten Profile der «Mittleren Kreide» des Helvetikums vor, in der die meisten charakteristischen Schichten enthalten sind. Wir entschieden uns deshalb, diesen Lokalnamen als Formationsnamen zu verwenden.

3.1.2 Definition der Garschella-Formation

Als Garschella-Formation wird eine Abfolge bestehend aus \pm glaukonit- und apatithaltigen Sandsteinen, Mergeln und Kalken, sowie aus Phosphoritlagen definiert, die als Liegendes die Schrattenkalk-, die Drusberg- oder die Mittagspitz-Fm und als Hangendes den Seewer Kalk aufweist. Die Mächtigkeit variiert zwischen wenigen und maximal etwa 100 m.

Die Garschella-Fm wird in drei Members aufgegliedert, die im Nachfolgenden zusammen mit den Schichten («beds») definiert werden (Fig. 2).

Untergrenze: Zwischen dem Ende der Ablagerung der Schrattenkalk-Fm und dem Sedimentationsanfang der Garschella-Fm liegt je nach Profil eine unterschiedlich grosse Zeitlücke vor; die Basis der Garschella-Fm ist heterochron (ARN. HEIM 1913; CHAROLLAIS, DE VILLOUTREYS & DAVAUD 1978; FÖLLMI 1986; OUWEHAND in Vorb.). Im internen Schelfbereich ist die Schichtlücke recht umfassend (lokal folgen die Aubrig-Schichten (Spät-Albian) direkt über der Schrattenkalk-Fm, vgl. Profil L in FÖLLMI (1986)), im Südteil des externen Bereiches ist sie schlecht datierbar, dürfte jedoch klein sein (oberer Teil der Mittagspitz-Fm als zeitliches Äquivalent der Luitere-Schicht, vgl. Kap. Luitere-Schicht). Infolge der lithologisch unterschiedlichen Basis-Schichten der Garschella-Fm ist eine einheitliche Definition der Untergrenze nicht möglich.

Die Untergrenze der Garschella-Fm ist im Normalfall scharf: Die Formation kann ohne Schwierigkeiten abgetrennt werden, wenn sie mit einer Phosphoritlage oder -kruste (= Luitere-Schicht, Twäriberg-Schicht, Durschlägi-Schicht, phosphatisiertes Äquivalent der Sellamatt-Schichten oder Plattenwald-Schicht) oder mit einem Glaukonitsandstein (= Gamser Schichten, Brisi-Sandstein, Niederi-Schichten oder Aubrig-Schichten) auf der Schrattenkalk- oder Drusberg-Fm lagert.

Im obersten Teil der Schrattenkalk-Fm können stellenweise bis ca. 8 m tiefe, parallel verlaufende Spaltenfüllungen aus Glaukonit-Quarz-Sandstein beobachtet werden (GREBER 1987, OUWEHAND in Vorb.).

Problematisch ist die lithostratigraphische Einordnung von ± sandigen Echinodermkalken an der Obergrenze der Schrattenkalk-Fm (im nördlichen Faziesraum; oft recht lokal, vgl. Kap. 3.2). Schwierig ist ebenfalls die Abtrennung im mittleren Teil des südlichen Bereiches («Rankweiler Abhang»), wenn ein lateraler Übergang von der Luitere-Schicht in mergelige, glaukonithaltige Kalke vorliegt, welche den «Oberen Orbitulina-Schichten» sensu FICHTER (1934) entsprechen. Profile mit solchen Übergängen sind in Vorarlberg (FÖLLMI 1986) und in der Westschweiz (SCHAUB 1936) vorhanden.

Die basale Abgrenzung der Garschella-Fm (Freschen-Member) in noch südlicheren Faziesgebieten – im Typusgebiet der Mittagspitz-Fm (FELBER & WYSSLING 1979, BOLLINGER 1986) – kann dagegen ohne Schwierigkeiten nachvollzogen werden: Die Untergrenze des Freschen-Members ist als scharfer, oft diskordanter Kontakt ausgebildet (Fig. 13). In den untersten Schichten des Freschen-Members können aus der Mittagspitz-Fm aufgearbeitete Lithoklasten auftreten. Im Ultrahelvetikum der Hohen Kugel (HEIM & SEITZ 1934, OBERHAUSER 1982) liegt das Freschen-Member mit tektonischem Kontakt auf oberkretazischen-alttertiären Leimern-Schichten.

Obergrenze: Die Obergrenze zu den Schichten des Seewer Kalkes ist als Übergang oder als scharfe Grenze ausgebildet. Falls ein Übergang vorliegt, wird die Grenze an der Stelle gezogen, wo sich der Verband aus Glaukonitsand in Schlieren auflöst und die Mikritkalke des Seewer Kalkes dominieren. Die sog. «Überturrilitenschichten» (ARN. HEIM 1910) werden zum Seewer Kalk gerechnet.

3.1.3 Beschreibung des Typusprofils

Das coupierete Hochplateau Garschella am SW-Ende des Voralptales/SG, umgeben von Gamserrugg, Hinterrugg und Tristencholben, besteht aus einer leicht nach Norden einfallenden Schrattenkalk-Platte mit einer Bedeckung aus Gesteinen der Garschella-Formation.

TYPUSPROFIL DER GARSHELLA-FORMATION

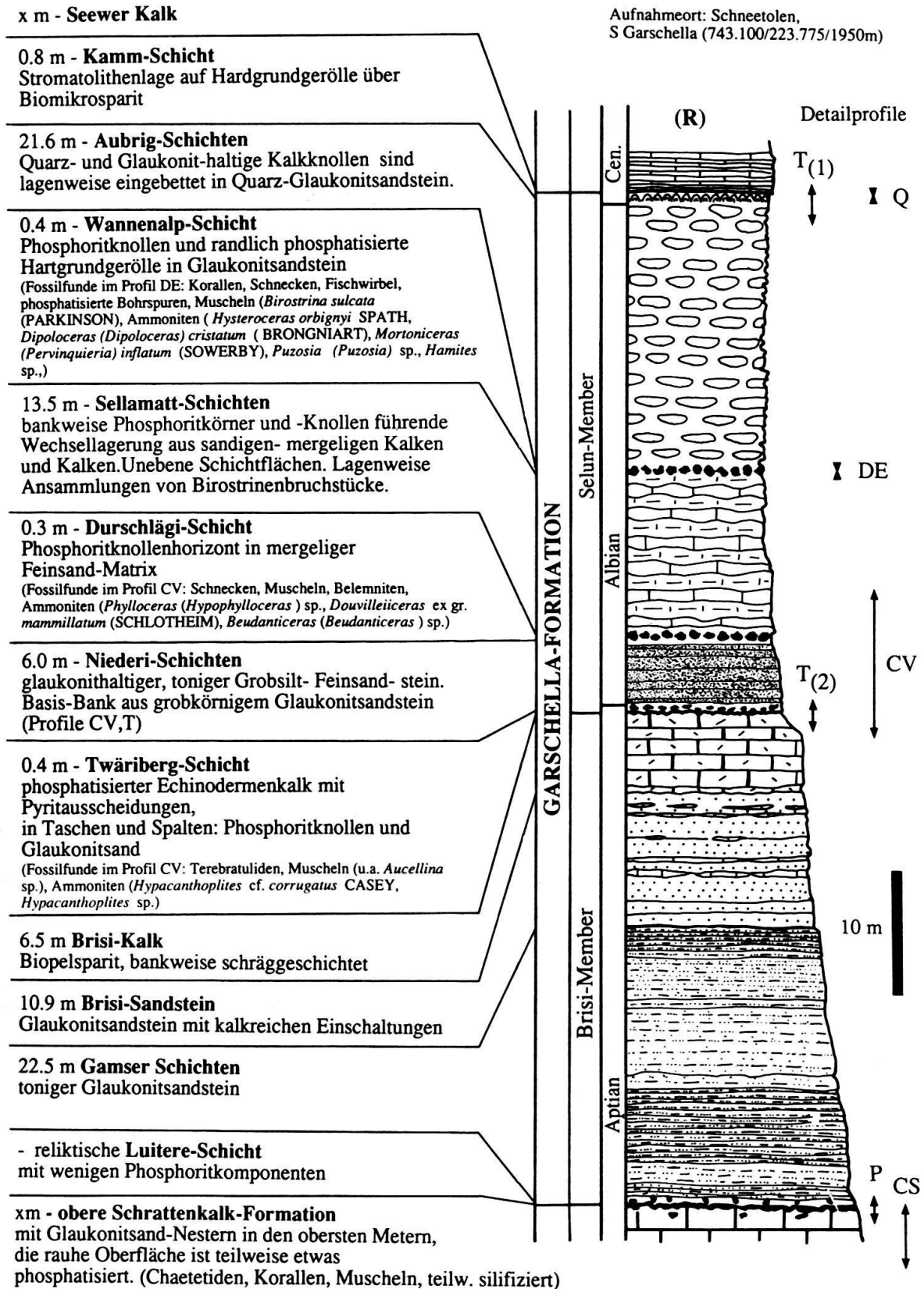
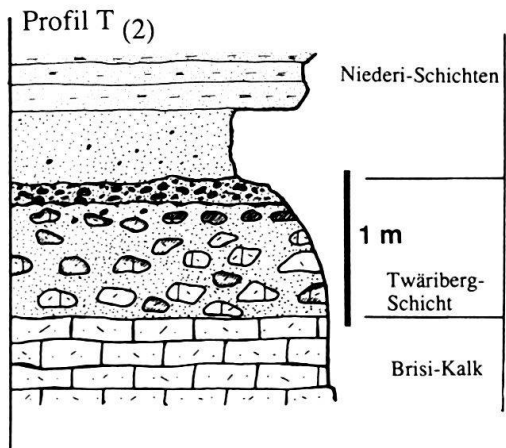
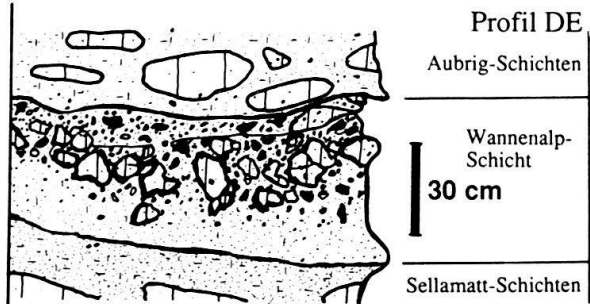
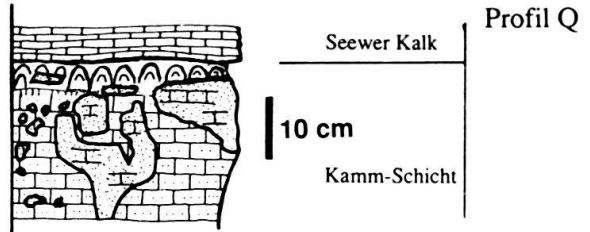
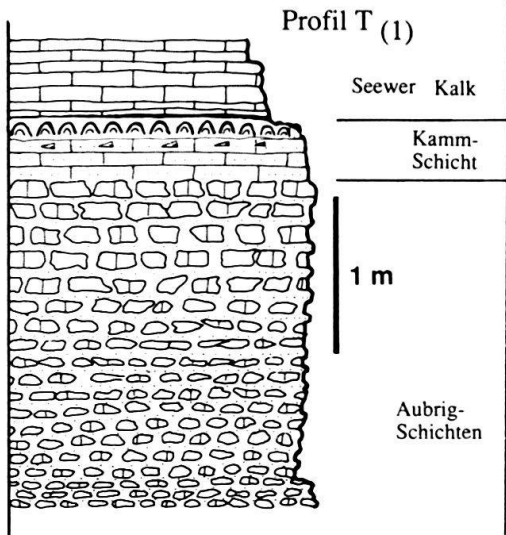
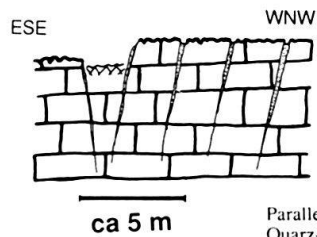
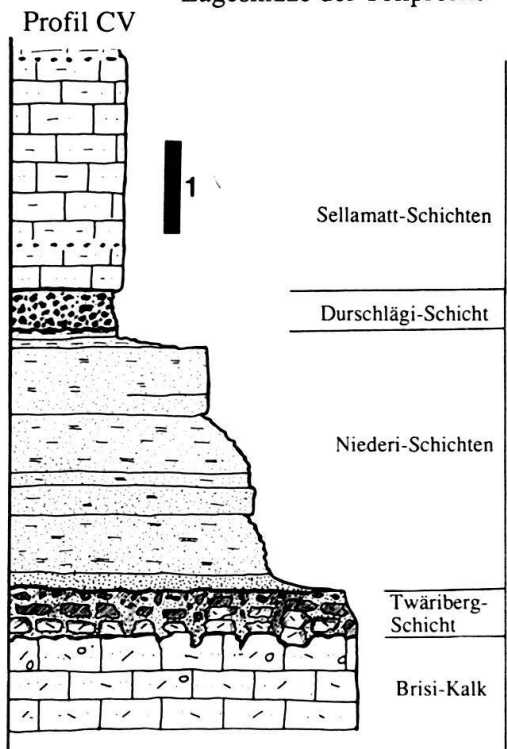
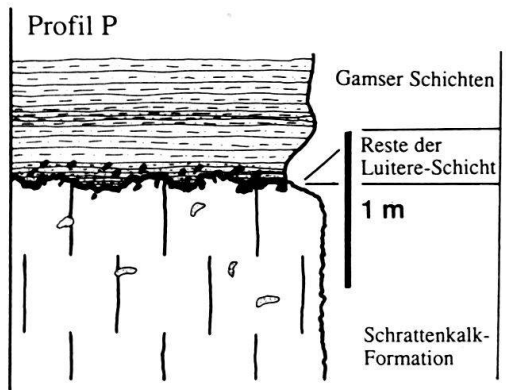
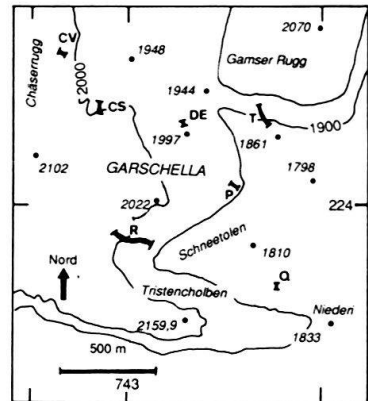


Fig. 5. Typusprofil der Garschella-Formation

a) Typusprofil mit kurzer lithologischer Beschreibung; b) Detailprofile aus der Typusregion Garschella



Detailprofile der Typusregion GARSHELLA



Parallel verlaufendes, mit Glaukonit-Quarz-Sandstein gefülltes Spaltensystem (Streichen ca. 120°) im obersten Schrattekalk. (GREBER in Vorb., OUWEHAND in Vorb.)

Als Typusprofil wird das Profil am westlichsten Ende des Voralptales (Schneetolen) am Südrand des Garschella-Plateaus benützt (Fig. 5a; OUWEHAND in Vorb., Profil R, 743.100/223.775/1950 m). Das Profil wurde nördlich und südlich des gut begehbaren Couloirs aufgenommen.

Einige Profilabschnitte sind im Umkreis von einem km besser aufgeschlossen oder deutlicher ausgebildet; auf diese wird besonders verwiesen (Fig. 5b).

Eine kurze lithologische Beschreibung der einzelnen Schichtglieder entnehme man Fig. 5a.

3.1.4 Verbreitung der Garschella-Formation

Die Garschella-Formation kommt im Infrahelvetikum, Helvetikum und Ultrahelvetikum (der Hohen Kugel, Vorarlberg) vor. Brisi- und Selun-Member sind im Infrahelvetikum und Helvetikum entwickelt. Im Freschen-Member wurden die südhelvetischen und ultrahelvetischen Vorkommen der Garschella-Formation zusammengefasst (Fig. 4).

Eines der östlichsten, vollständigen Profile ist am Grünten im Allgäu aufgeschlossen (ARN. HEIM 1919; WEIDICH, SCHWERD & IMMEL 1983; GEBHARD 1983, 1985). Im Westen (W-Schweiz und Haute-Savoie, Dauphinois) entsprechen die «Formation des grès vert des Aravis» der Garschella-Formation (DELAMETTE 1986).

Analoga der Garschella-Formation treten am ganzen westlichen Nordrand der Tethys auf (im karpatischen Raum: SCHOLZ 1979; KRAJEWSKI 1984, KOLLMANN ed. 1985; im SW Jura-Gebirge: SCHARDT 1901, RENZ, LUTERBACHER & SCHNEIDER 1963, RENZ 1968; Gegend von Genf: CONRAD & DUCLOZ 1977; Chaînes Subalpines: CHAROLLAIS, DE VILLOUTREYS & DAVAUD 1978; DELAMETTE 1982, 1986).

3.2 Brisi-Member

3.2.1 Definition des Brisi-Members

Im Brisi-Member sind die stark detritisch beeinflussten Sedimente des unteren Abschnittes der Garschella-Fm enthalten. Das Member kommt nur im Südteil des mittleren und im Nordteil des südlichen Bereiches vor. Fragliche Relikte sind im nördlichen Bereich vorhanden.

An der Basis tritt die fleckenhaft auftretende und lithologisch sehr variable Lutiterschicht (Phosphoritschicht) auf. Darüber folgen detritische, durch Faziesübergänge in einander überführende Ablagerungen (Gamser Schichten, Brisi-Sandstein und Brisi-Kalk = «Brisi-Breccie»). Nach oben wird das Brisi-Member durch erosivem oder «Hartgrund»-Kontakt gegen das Selun-Member abgetrennt. Innerhalb des Verbreitungsgebietes des Brisi-Members treten starke Schwankungen in der Mächtigkeit und Lithologie auf. Ausserhalb des untersuchten Gebietes kommen weitere Faziestypen innerhalb des Brisi-Members vor (z. B. «Sternen-Oolith» in GANZ 1912; «Kalksandstein» in FICHTER 1934; «Aucellinen-Schichten» in REISER 1920).

Im Normalfall kann das Brisi-Member im Feld gut abgetrennt werden. Mögliche Schwierigkeiten können an der Obergrenze auftauchen, falls die weiter unten beschriebenen Klauser und Rankweiler Schichten in schlechten Aufschlussverhältnissen über oder statt dem Brisi-Member angetroffen werden. In solchen Fällen hilft nur eine eingehendere Gesteinsanalyse weiter (siehe Kap. 3.3.3 und 3.3.11).

Bei isoliertem Vorkommen von «Echinodermenbreccien» zwischen der Schrattenkalk-Formation und dem Selun-Member ist eine Zuordnung zum Brisi-Member nicht mit letzter Sicherheit möglich. Dieses Problem tritt vor allem im Infrahelvetikum und in den nördlichen helvetischen Decken auf (Fig. 3b, vgl. GANZ (1912, S. 97); HEIM (1913, S. 323, 326–328); SCHOO (1922, S. 49ff.); FREULER (1925, S. 45); OBERHOLZER (1933, S. 374); LIENERT (1965, u.a. S. 66); CHAROLLAIS et al. (1978, S. 56); BOLLINGER (1986).

3.2.2 Luitere Schicht

*Wichtigste Literaturzitate:*²⁾

- 1905 Gisement du Luitere Zug – TOBLER & BUXTORF (Beilage JACOB), S. 50 ff.
 *1906 Horizon du Luitere Zug – JACOB & TOBLER, S. 5
 1907 Gisement du Luitere Zug – JACOB, S. 25
 1909 Couche fossilifère du Luitere Zug – ARN. HEIM, S. 102
 1910 Luitere-Fossilschicht – ARN. HEIM, S. 227
 1912 Luitere-Fossilschicht – GANZ, S. 80
 1913 Luiterezug-Fossilschicht – ARN. HEIM, S. 347
 1916 Luitere Fossilhorizont – TRÜMPY, S. 77
 1925 Luitere-Fossilzug – SCHAAD, S. 10
 1934 Luiterezug-Fossilbank – HEIM & SEITZ, S. 187, 253
 1934 Fossilhorizont des Luitere Zug – FICHTER, S. 44
 1936 Luitereschichten – SCHAUB, S. 352 (aufgespalten)
 1965 Luiterezug-Fossilschicht – LIENERT, S. 21
 1972 Luiterezug-Fossilschicht – BRIEGEL, S. 465
 1983 Luitere Fossilschicht – LIEDHOLZ et al., S. 73
 1985 Luiterezug-Fossilschicht – GEBHARD, S. 272
 1986 Luitere-Schicht – BOLLINGER (1986)

Bemerkungen: Die von ARN. HEIM (1909) aufgestellten «Luitere-Mergel» und die «Basis-Grünsandbank» werden in dieser Arbeit zu den Gamser Schichten gerechnet.

In Vorarlberg und in der Westschweiz (SCHAUB 1936) kann ein lateraler Übergang von glaukonithaltigen, mergeligen Kalken (entspricht «Obere Orbitolina-Schichten» sensu FICHTER) in die Luitere-Schicht beobachtet werden.

Nicht jede der Schrattenkalk-Formation direkt aufliegende Phosphoritlage entspricht der Luitere-Schicht: Im Infrahelvetikum, in der Mürtschen-Decke und im Nordteil der Säntis-Decke können verschiedene Phosphoritschichten des Selun-Members direkt über der Schrattenkalk-Fm folgen (Basis-Phosphorit-Schicht).

Definition: Als Luitere-Schicht wird ein geringmächtiger (0.05–0.3 m), phosphoritknollenführender, teilweise mergeliger Glaukonitsandstein definiert, der über der Schrattenkalk-Formation folgt und seinerseits von Gamser Schichten oder Brisi-Sandstein überlagert wird. Oft sind bis zu dm-grosse, angelöste und umkrustete Gerölle aus der Schrattenkalk-Fm vorhanden.

Diese Fazies ist am weitesten verbreitet; daneben kommen lokale Varianten vor:

1. Die Schrattenkalk-Obergrenze ist selektiv phosphatisiert (bevorzugt Fossilreste). Eventuelle lokale Vertiefungen können mit einem Hedbergellen-führenden Mikritkalk gefüllt sein. Darüber folgen weitgehend phosphoritfreie Sedimente der Gamser Schichten oder des Brisi-Sandsteins.

²⁾* = Erstautor, pp = pro parte, non = Korrelation nicht gültig, ? = Korrelation fraglich

2. Eine einige cm dicke Phosphoritkruste (z. T. aus phosphatisiertem Hedbergellen-Mikrit) schaltet sich zwischen die Schrattenkalk-Fm und die Luitere-Schicht (Normalfazies) ein.
3. Über Schrattenkalk oder Drusberg-Schichten folgt ein bis 1.5 m mächtiger, glaukonitreicher Mergel, in dem mm-grosse Phosphoritpeloide enthalten sind.

Typusprofil: Das Typusprofil befindet sich beim Luitere Zug im Engelberger Tal (NW) (673.625/197.800) und ist in JACOB & TOBLER (1906, S. 5, Abb. 1) schematisch abgebildet. Eine genauere Darstellung wird in ARN. HEIM (1909, S. 103, Abb. 1) und in GANZ (1912, Taf. 5, Profil 40) gegeben. Die in JACOB & TOBLER (1906) beschriebenen Ammoniten (u. a. *Colombiceras tobleri* (JACOB & TOBLER), *Chelonicerias subnodosocostatum* (SINZOW), *Parahoplites melchioris* ANTHULA (= *P. schmidti* JACOB & TOBLER)) weisen auf das frühere Spät-Aptian hin (*crassicostatum/subnodosocostatum*- und *melchioris*-Zone).

Referenzprofil: Der altbekannte Aufschluss bei Margarethen-Kapf in Feldkirch (CH-Koord. 762.830/234.200/ca. 460 m) (ESCHER v. D. LINTH 1853, S. 14; VACEK 1879, S. 694; TRÜMPY 1916, S. 75, SCHAAD 1925, S. 10, 11; HEIM & SEITZ 1934, S. 227) wird als Referenzprofil der Luitere-Schicht ausgewählt. Eine Beschreibung und Abbildung ist in FÖLLMI (1986, Profil JF) gegeben.

Alter: Die ältesten Leitfossilien der Luitere-Schicht treten im Profil am Grünten/Allgäu auf (GEBHARD 1983, 1985). Durch *Prodeshayesites fissicostatum* (PHILLIPS), *Deshayesites deshayesi* (LEYMERIE in D'ORBIGNY) und *Dufrenoyia* aff. *praedufrenoyi* CASEY ist das gesamte Früh-Aptian indiziert. In Vorarlberg wurden an verschiedenen Lokalitäten *Deshayesites* sp. und *Dufrenoyia furcata* (J. de C. SOWERBY) gefunden (FÖLLMI 1986): Diese Formen weisen auf das mittlere und spätere Früh-Aptian hin. Im Schweizer Helvetikum konnten bis heute bloss Leitformen des basalen Spät-Aptian (*crassicostatum-subnodosocostatum*- und *melchioris*-Zone) gefunden werden. Als Ausnahme kann ein Fund von *Dufrenoyia* cf. *truncata* SPATH am Flubrig/SZ (RICK 1985) erwähnt werden.

Die Untergrenze der Luitere-Schicht ist somit heterochron und wird von Ost nach West generell jünger.

Als jüngste Leitformen liegen an den meisten Lokalitäten die an der Typlokalität gefundenen Ammoniten des frühen Spät-Aptian vor (JACOB & TOBLER 1906; GANZ 1912; KELLER 1983; RICK 1985; GEBHARD 1985; FÖLLMI 1986; GREBER 1987; OUWEHAND in Vorb.).

Verbreitung: Die Luitere-Schicht ist im Nordteil des gesamten helvetischen Südbereiches nachgewiesen. Die Vorkommen sind allerdings recht un stetig und können lateral rasch auskeilen.

3.2.3 Gamscher Schichten

Wichtigste Literaturzitate:

- | | |
|-------|--|
| 1909 | Grès vert (glauconieux) marneux – ARN. HEIM, S. 111 |
| 1909 | Luitereemergel (Marnes de Luitere) – ARN. HEIM, S. 103, 109 |
| *1910 | Gamserschichten (oder Gamscher-Glaukonitsandstein) – ARN. HEIM, S. 227, S. 338 ff. |
| 1910 | Luitereemergel und Basis-Grünsandbank – ARN. HEIM, S. 227 |
| 1912 | Gamserschichten, Luitere-Mergel, Durchgäng-Schicht – GANZ, S. 6 |
| 1934 | Durchgängschichten, Luitereemergel, Gamserschichten – HEIM & SEITZ, S. 254, 255 |

- 1934 pp Glaukonitführende Schiefer und Grünsandsteine – FICHTER, S. 39
 1934 Schieferiger Grünsandstein – FICHTER, S. 51
 1952 Gamserschichten – BLASER, S. 26
 1972 Gamserschichten – BRIEGEL, S. 466
 1979 non Gamser-Schichten – FELBER & WYSSLING, S. 698
 1985 Luitere-Mergel – GEBHARD, S. 273
 1985 Gamser-Schichten – GEBHARD, S. 273

Bemerkungen: Die Äquivalente der «Durchgängschicht», der «Basis-Grünsandbank» sowie des «Luitere mergels» werden in dieser Arbeit zu den Gamser Schichten gerechnet. Vorkommen von «Sternen-Oolith» wurden im Arbeitsgebiet nicht beobachtet.

Definition: Die Gamser Schichten haben eine Mächtigkeit von wenigen bis über 50 m und bestehen aus feinkörnigen, glaukonitführenden, tonhaltigen, oft bioturbaten Sandsteinen von einheitlicher Korngrösse. Charakteristisch ist ihre dunkle grau schimmernde (Anthrazit-farbige) Anwitterungsfarbe und dunkelgraue Bruchfarbe.

Der mittlere, vorherrschende Glaukonit- und Quarzdurchmesser beträgt 0.1–0.15 mm, wobei der maximale Korndurchmesser gegen oben von 0.15 mm auf 0.25 mm zunimmt. Die detritischen Körner schwimmen in einer tonreichen Grundmasse. Die Sandsteine der Gamser Schichten enthalten 0–35% Karbonat; ein kleinerer Teil liegt als Biodetritus, der Hauptteil als Zement vor.

Die Gamser Schichten folgen über die Luitere-Schicht oder der Schrattenkalk-Fm. Die unmittelbar über der Luitere-Schicht auftretenden, an Glaukonit reicheren Bänke (entsprechen etwa der «Durchgäng-Schicht»; GANZ 1912) und die sehr feinkörnigen anschliessenden Lagen («Luitere mergel», durchschnittlicher Durchmesser 0.01 mm, max. 0.06 mm) werden zu den Gamser Schichten gezählt.

Die Obergrenze der Gamser Schichten ist durch das Einsetzen von grobkörnigen, glaukonit- und matrixärmeren Quarz-Sandsteinlagen des Brisi-Sandsteines gegeben. Im Brisi-Sandstein können fazielle Rekurrenzen der Gamser Schichten auftreten.

Typusprofil: Das Typusprofil am Gamserrugg südlich von Wildhaus im Toggenburg (Fälen, 743.675/224.475/1950 m), das von ARN. HEIM (1910, S. 258, Abb. 83) erstmals bearbeitet wurde, lässt die Schichtfolge im Feld gut erkennen. Leider ist dort die Basis nicht aufgeschlossen. Diese kann hingegen in einem Teilprofil am östlichen Abhang von Garschella (OUWEHAND in Vorb., Profil P, 743.525/224.100/1920 m) studiert werden (siehe Fig. 5b).

Referenzprofile: Da ausser im Typusprofil der Garschella-Formation im Osthelvetikum keine gut zugänglichen, vollständig aufgeschlossene Profile der Gamser Schichten vorliegen, wird hier auf ein interessantes Teilprofil hingewiesen. Im Steinbruch Gampium NW Rans im Rheintal stehen im Moment die obersten ca. 25 m der Gamser Schichten an, weitere ca. 25 m wurden erbohrt (OUWEHAND in Vorb., Profil AA, 754.675/223.150/550 m).

Alter: In den Gamser Schichten wurden bis jetzt noch keine Leitfossilien gefunden.

Da zwischen Gamser Schichten, Brisi-Sandstein und Brisi-Kalk Übergangszonen fazieller Art vorliegen, wird die Altersfrage gesamthaft im Kapitel «Brisi-Kalk» diskutiert.

Verbreitung: Die Gamser Schichten kommen im Nord- und Mittelteil des südlichen helvetischen Bereiches vor.

3.2.4 Brisi-Sandstein

Wichtigste Literaturzitate:

- 1905 Gaultsandstein – ALB. HEIM, S. 24
 1905 Unterer Grünsand – BLUMER, S. 526
 *1909 pp Brisischichten – ARN. HEIM, S. 114
 1910 Brisi-Glauconitsandstein – ARN. HEIM, S. 227
 1910 Brisisandstein – ARN. HEIM, S. 227
 1912 Brisi-Sandstein – GANZ, S. 6
 1931 Brisisandstein – F. DE QUERVAIN, S. 4
 1933 Brisisandstein – OBERHOLZER, S. 358
 1934 massiger Grünsandstein – FICHTER, S. 49–51
 1934 pp Glaukonit führende Schiefer und Grünsandsteine – FICHTER, S. 49
 1934 Glaukonitsandstein (Brisischichten) – FROMMELT, S. 21
 1934 pp Brisischichten – HEIM & SEITZ, S. 256
 1952 pp Brisisandstein – BLASER, S. 29
 1972 pp Brisischichten – BRIEGEL, S. 467
 1979 non Brisi-Sandstein – FELBER & WYSSLING, S. 695
 1983 Brisi-Schichten – LIEDHOLZ, S. 73
 1983 pp Brisisandstein – WEIDICH, SCHWERD & IMMEL, S. 556
 1983 Brisi-Sandstein – GEBHARD, S. 69
 1985 Brisi-Sandstein – GEBHARD, S. 273, 275

Bemerkungen: Brisi-Sandstein und Brisi-Kalk (Kap. 3.2.5) sind insofern nahe verwandt, als dass im Brisi-Sandstein oft Horizonte aus Brisi-Kalk auftreten und beide Schichtglieder durch zahlreiche Übergänge miteinander verknüpft sind. In der Regel kann innerhalb einer Schichtfolge eine Quarzdetritus-dominierte Basis und einem Kalkdetritus-reichen oberen Teil abgetrennt werden.

Definition: Als Brisi-Sandstein wird eine wenige bis über 50 m mächtige, quarzreiche, glaukonitführende, detritische Abfolge bezeichnet. Die durchschnittliche Quarz- und Glaukonit-Korngrösse beträgt 0.15–0.25 mm; einzelne Quarzkomponenten erreichen einen Durchmesser von bis zu 5 mm (in Ausnahmefällen bis zu 2 cm).

Im Brisi-Sandstein können stellenweise stark bioturbirte Karbonatbänke auftreten, es handelt sich einerseits um rekristallisierte, spikulitische Pseudosparite und andererseits um Pelbiosparite vom Typ Brisi-Kalk.

Der Brisi-Sandstein liegt auf der Schrattenkalk-Formation, der Luitere-Schicht oder den Gamser-Schichten. Als Hauptkriterium für die Abgrenzung zu den Gamser-Schichten kann die nicht oder kaum vorhandene Grundmasse und eine deutlich hellere Anwitterungsfarbe angeführt werden.

Der Brisi-Sandstein wird in der Regel vom Brisi-Kalk überlagert. In diesem Fall kann die Obergrenze makroskopisch nach der letzten «dickeren» (einige dm) Sandbank und mikroskopisch falls sich Sand (überwiegend Quarz- und Glaukonitsandkörner) nur noch in schmalen (einige mm bis cm) Bändern angehäuft vorfindet und die detritischen Karbonatkomponenten überhand nehmen, gezogen werden.

In südlicheren Profilen folgen mit scharfer, erosiver Grenze die Klauser Schichten, die Niederi-Schichten oder die Plattenwald-Schicht.

Typusprofil und Para-Typusprofil: Die Namensgebung des Brisi-Sandsteines geht auf HEIM (1910) zurück. Leider ist in dem von ihm ausgewählten Typusgebiet (Brisi, Churfirsten) kein durchgehend aufgeschlossenes Profil vorhanden: Als Para-Typusprofil wird

deshalb die Brisi-Sandstein-Sequenz im Typusprofil der Garschella-Formation ausgewählt (Fig. 5a; Beschreibung siehe OUWEHAND (in Vorb.)).

Referenzprofil: Als Referenzprofil wird ein durchgehendes Profil im Bachbett der Dornbirner Ache, östlich Ebnit (CH-Koord. 775.700/247.170/ca. 880 m; Profil DA in FÖLLMI 1986) gewählt.

Alter: Bis jetzt wurden im Brisi-Sandstein keine Leitfossilien gefunden. Das Alter wird Ende Kap. 3.2.5 diskutiert.

Verbreitung: Der Brisi-Sandstein wird im Südteil des mittleren Bereiches und im Nordteil des südlichen Bereiches gefunden.

3.2.5 Brisi-Kalk

Wichtigste Literaturzitate:

- 1877 Echinodermenbreccie, Aptien – ARN. ESCHER in KAUFMANN, S. 47
- *1910 Brisi-Echinodermenbreccie – ARN. HEIM, S. 227
- 1912 Brisibreccie – GANZ, S. 6, 96
- 1912 Brisi- Austern-Bank – GANZ, S. 6
- 1912 pp? Niederischichten – GANZ, S. 6 (vgl. FICHTER 1934 und KORNER 1978)
- 1913 Brisi-Echinodermenbreccie – ARN. HEIM, S. 321
- 1922 Echinodermenbreccie – SCHOO, z. B. S. 59
- 1931 Echinodermenbrekzie – DE QUERVAIN, S. 4
- 1934 pp Brisi-Echinodermenbreccie – HEIM & SEITZ, S. 191, 192, 193
- 1934 Echinodermenbreccie (Brisibreccie) – FICHTER, S. 52
- 1952 non Brisi-Echinodermenbrekzie – BLASER, S. 30
- 1962 Brisibreccie – HERB, S. 14, 23
- 1965 Brisibreccie – LIENERT, S. 21
- 1978 Brisi-Breccie – KORNER, S. 20
- 1983 non Brisi-Echinodermen-Brekzie – GEBHARD, S. 69
- 1985 non Brisi-Echinodermen-Brekzie – GEBHARD, S. 274, 275

Bemerkungen: Der traditionelle Begriff «Brisi-Echinodermenbreccie» wird durch Brisi-Kalk ersetzt, da der im alpinen Bereich gebräuchliche Ausdruck «Echinodermenbreccie» die im Brisi-Kalk vorliegenden faziellen Gegebenheiten nicht abdeckt.

Definition: Der Brisi-Kalk kann als grobkörniger, detritischer Kalk mit Sparit-Zement beschrieben werden. Als Komponenten wurden Muschel-, Echinodermen-, Bryozoen-, Brachiopoden- und Algenreste, mikritisierte Extraklasten (Milioliden-, Orbitolinen- und Ooid-führende Kalke vom Typus Schrattenkalk), und lagenweise Glaukonit-, Quarz- und Phosphoritkörner beobachtet.

Stellenweise wird durch quarz- und glaukonitreichere Lagen eine konstante Schrägschichtung in Bänken bis zu ca. 80 cm deutlich sichtbar. In diesen Bänken können «Fluchtpuren» von Organismen beobachtet werden.

Lokal treten lagenweise Anhäufungen von grossen Austernschalen (Wildhauser Austernbank, ARN. HEIM 1910, S. 238; GANZ 1912, S. 98) und Terebratuliden («*Terebratula alpina* ROLLIER, Wannenalp, Drusberg-Decke; GANZ 1912, S. 98) auf.

Der Brisi-Kalk kann durch allmähliche, lagenweise Zunahme des Biodetritus aus dem Brisi-Sandstein hervorgehen, aber auch unmittelbar den Gamser Schichten oder der Schrattenkalk-Formation aufliegen.

Die in den Gamser Schichten und Brisi-Sandstein eingelagerten Kalkbänke sind unterschiedlicher Fazies: Es handelt sich einerseits um karbonatisierte und rekristalli-

sierte Spikulite, andererseits um «erste» Brisi-Kalk-Schüttungen. Deshalb kann die Untergrenze des Brisi-Kalkes nicht generell beim Auftreten der ersten Kalkbank gezogen werden. Falls Gamser-Schichten und/oder Brisi-Sandstein vorhanden sind, bestehen keine Probleme bei der Identifikation des Brisi-Kalkes. Falls Brisi-Kalk direkt über der Schrattenkalk-Formation folgt, sind bis jetzt noch keine eindeutigen Kriterien zur Abgrenzung von «Echinodermenbrekzien» der Schrattenkalk-Formation gefunden worden (Kap. 3.2.1).

Über dem Brisi-Kalk folgt das Selun-Member mit der Twäriberg-Schicht oder der Durschlägi-Schicht. In der Zentralschweiz kann über dem Brisi-Kalk der sogenannte «Kalksandstein» (FICHTER 1934, S. 60) folgen.

Typusprofil und Para-Typusprofil: Wie schon im Fall des Brisi-Sandsteines sind an der «Brisi» (Churfirstengipfel) viele gute Aufschlüsse im Brisi-Kalk vorhanden. Es ist jedoch kein durchgehendes Profil aufgeschlossen. Als Para-Typusprofil wird die Brisi-Kalk-Sequenz im Typusprofil der Garschella-Formation gewählt (Fig. 5a; Beschreibung siehe OUWEHAND (in Vorb.)).

Referenzprofil: Gut zugänglich und bis auf einige Bänke gut aufgeschlossen sind die Profile BL und BM auf der Alp Obersäss im Naustal. Sie werden deshalb als Referenzprofile gewählt. (OUWEHAND in Vorb. BM: 745.925/222.775/1700 m und BL: 745.950/223.000/1600 m).

Alter: Die im Brisi-Kalk vorgefundenen Orbitoliniden sind aus sedimentpetrographischen Gründen als aufgearbeitet zu betrachten und deshalb für die Altersbestimmung unbrauchbar (LIENERT 1965; OUWEHAND in Vorb.). Weitere Leitfossilien wurden bis jetzt nicht gefunden.

Verbreitung: Der Brisi-Kalk kommt im mittleren und im Nordteil des südlichen Bereiches vor.

Alter der Gamser Schichten, des Brisi-Sandsteines und des Brisi-Kalkes: Bei der internen Abgrenzung dieser drei Schichten handelt es sich um Faziesgrenzen, deshalb wird die Altersfrage gemeinsam diskutiert. Da keine Leitfossilien gefunden wurden, muss auf die direkt liegende bzw. hangende, fossilführende Schicht zurückgegriffen werden.

Als jüngster Ammonit der liegenden Luitere-Schicht wurde im Typus- und Referenzprofil der Luitere-Schicht *Parahoplites melchioris* ANTHULA gefunden (*melchioris*-Zone) (Kap. 3.2.2).

In der hangenden Twäriberg-Schicht wurden vereinzelt Ammoniten aus der *jacobi*-Zone gefunden (Kap. 3.3.2). Dies steht auch im Einklang mit Beobachtungen im Typusprofil der Rankweiler Schichten (Kap. 3.3.11 und Fig. 11). Die Rankweiler Schichten liegen dort mit erosivem Kontakt direkt auf den Gamser Schichten; an ihrer Basis wurde eine Fauna der *jacobi*-Zone aufgesammelt.

Das Alter der Gamser Schichten, des Brisi-Sandsteines und des Brisi-Kalkes lässt sich deshalb auf die *nolani/nodosocostatum*-Zone (mit eventuellen Anteilen der *melchioris*- und der *jacobi*-Zone einschränken (ca. 1 my!)).

3.3 Selun-Member

3.3.1 Einleitung und Definition

Im Selun-Member (spätes Aptian bis frühes Cenomanian) sind die oberen Schichten der Garschella-Formation (im nördlichen, mittleren und im Nordteil des südlichen Berei-

ches) zusammengefasst. Das Selun-Member liegt über dem Brisi-Member oder direkt auf der Schrattekalk-Formation und wird von pelagischen Sedimenten des Seewer Kalkes oder den Götzis-Schichten überlagert (Fig. 2). Phosphatisations- und Kondensationshorizonte sind weit verbreitet. Das «Normal»-Sediment kann als eine Wechsellagerung von feinstkörnigem Glaukonit-Quarzsandstein und Biomikriten bis -Spariten charakterisiert werden.

Die Untergrenze liegt an der Basis einer Phosphoritschicht oder wird beim ersten Einsetzen von feinkörnigem Glaukonit-Quarzsandstein gezogen. Falls Klauser oder Rankweiler Schichten vorliegen (Kap. 3.3.3 und 3.3.11), ist die Untergrenze scharf ausgebildet.

Die Obergrenze wird beim Überhandnehmen der Mikrite des Seewer Kalkes angesetzt. Die «Überturrilitenschicht» wird zum Seewer Kalk gezählt.

Das Selun-Member entspricht im weitesten Sinne den «Concentricus-Schichten» oder «Concentricus-Schiefern» und den «Knollenschichten» älterer Autoren, sowie den damit vergesellschafteten Phosphoritschichten (z. B. BURCKHARDT 1896; ALB. HEIM 1905; ARN. HEIM 1910, 1913; FICHTER 1934).

3.3.2 Twäriberg-Schicht

Wichtigste Literaturzitate:

- 1909 pp Durschlägi-Schicht – ARN. HEIM, S. 116
 1910 non oder pp Durschlägi-Schicht – ARN. HEIM, S. 231 Twäriberg-Schicht oder Durschlägi-Schicht, S. 238, Nr. 6a-c = Twäriberg-Schicht, S. 243, Nr. 5b = pp Durschlägi- und pp Twäriberg-Schicht (?), S. 244, Nr. 4b = ? Twäriberg-Schicht, S. 254?, S. 256 Durschlägi-Sch. = Twäriberg-Schicht, S. 258 Durschlägi-Sch. = Twäriberg-Schicht, S. 261 Nr. 8 Durschlägi-Sch. = Twäriberg-Schicht, S. 262 Nr. 6 dito, S. 266 Nr. 8 dito
 *1912 Twäri-Fossilschicht – GANZ, Anhang Tabelle 1
 1912 Unter-Niederischicht – GANZ, S. 6, 101
 1913 ARN. HEIM, S. 273, Nr. 5 = pp Durschlägi-Schicht und pp Twäriberg-Schicht
 1922? SCHOO, Fig. 22
 1925 pp Durschlägischicht – SCHAAD, S. 18, 19
 1934 Albienbasisbildungen – FICHTER, S. 60
 1934 Milletianushorizont – FICHTER, S. 61
 1936 pp? Mergeliger Sandstein – SCHAUB, S. 353
 1937? Basisbildungen des Albien – BRÜCKNER, S. 123
 1978 pp Durschlägi-Schichten – KORNER, S. 23

Bemerkungen: Die Twäriberg-Schicht wurde bisher teilweise mit der Durschlägi-Schicht verwechselt (Ausnahme GANZ 1912; vgl. Kap. Durschlägi-Schicht). Die beiden Phosphoritschichten können isoliert, mit dazwischen liegenden Niederi-Schichten, oder in einer Schicht vereinigt (ohne deutliche Trennung) vorkommen.

Definition: Als Twäriberg-Schicht wird eine bis 70 cm mächtige, direkt dem Brisi-Kalk aufliegende und mit ihm innig verbundene Lage mit phosphatisierten Brisi-Kalk-Geröllen, phosphatisierten Fossilien, Phosphoritknollen, grossen Pyritaggregaten und einer grobkörnigen Glaukonit- und Quarzmatrix definiert. Teilweise kann die Phosphatation auch auf die obersten Partien (cm-Bereich) des Brisi-Kalkes – vor allem entlang von Rissen – hinunter greifen. Bei vollständiger, guter Ausbildung treten häufig Brachipoden und Aucellinen auf.

Über der Twäriberg-Schicht folgen entweder direkt die Durschlägi-Schicht oder die Klauser- und Nideri-Schichten. In der distalen, schelfauswärts gerichteten Fortsetzung geht die Twäriberg-Schicht in die Klauser bzw. in die Rankweiler Schichten über. Eine Verwechslung mit diesen Schichten ist auszuschliessen, da es sich bei den viel mächtigeren Rankweiler und Klauser Schichten um heterogene Resedimente handelt (Kap. 3.3.3 und 3.3.11).

Typusprofil: Der von GANZ (1912) auf einer zusammenfassenden Tabelle gebrauchte Begriff «Twäri-Fossilschicht» wird hier aufgenommen, da GANZ (1912) die Problematik um die Twäriberg- und Durschlägi-Schicht bis auf einige Details richtig erfasst hatte.

Als Typusprofil wird das Profil am Pfannenstöckli (nahe Twäriberg) (GANZ 1912, S. 61, Abb. auf Tabelle 11, Profil 78) bezeichnet. In der Nähe des Typusprofils hat GANZ (1912, S. 61, 102) die folgenden Ammoniten gefunden: «*Parahoplites nolani* SEUNES», «gr. d. *Parahoplites milletianum* D'ORB sp.» und «*Leymeriella tardefurcata* LEYM. sp.». Leider sind diese Ammoniten in der Sammlung des geologischen Institutes der ETH Zürich nicht mehr auffindbar. Die Ammoniten dürften, unter der Voraussetzung der richtigen Bestimmung, die *jacobi*-Zone, sowie den unteren Teil der *tardefurcata*-Zone indizieren.

Referenzprofil: Als Referenzprofil wird das gut ausgebildete Profil am Chäserrugg (Profil CV in OUWEHAND in Vorb., 742.650/224.750/2040 m) gewählt (Fig. 5b, Profil CV). Das Profil liegt an der Ost-Flanke des Chäserrugg und ist von Osten her gut zugänglich. Es ist von besonderer Bedeutung, weil hier die Nideri-Schichten ausgebildet sind, und sowohl die Twäriberg-Schicht wie auch die Durschlägi-Schicht datiert werden konnten. In der Twäriberg-Schicht wurde hier ein Bruchstück von *Hypacanthoplites* cf. *corrugatus* CASEY und einige weitere unspezifizierbare Bruchstücke von *Hypacanthoplites*, welche ihrem Habitus nach als Formen der *jacobi*-Zone gelten, gefunden.

Als weiteres Referenzprofil wird das bereits von HEIM (1910) beschriebene Profil am Gamserrugg gewählt (Fig. 5b, OUWEHAND in Vorb., Profil T, 743.675/224.475/1950 m).

Alter: Die vorliegenden Ammonitenfunde erlauben eine Eingrenzung auf das späte Aptian bis frühe Albian (*jacobi*- und untere *tardefurcata*-Zone). Der obere Teil der *tardefurcata*-Zone ist bereits in der Durschlägi-, bzw. Plattenwald-Schicht enthalten (Kap. 3.3.5 und 3.3.8; GANZ (1912); FICHTER (1934); SCHAUB (1936); BRÜCKNER (1937)).

Verbreitung: Die Twäriberg-Schicht ist in den mittleren und östlichen Churfürsten und in den Arbeitsgebieten von GANZ (1912) und FICHTER (1934), d. h. vor allem im Nordteil des südlichen Bereiches verbreitet.

Möglicherweise kann eine Phosphoritlage am Griesstock (BRÜCKNER 1937) und Zwinglipass, welche direkt auf der Schrattenkalk-Formation oder über geringmächtigem Echinodermen-Kalk liegt, mit der Twäriberg-Schicht korreliert werden (OUWEHAND (in Vorb.)).

3.3.3 Klauser Schichten

Wichtigste Literaturzitate:

- 1922 pp. Echinodermenkalk – KOCKEL, S. 81, 84
- 1925 Glaukonitsandstein mit Schlieren von Echinodermenkalk – MEESMANN, S. 17
- 1934 pp. Brisibreccie, Echinodermenbreccie – HEIM & SEITZ, S. 212, 214, 215
- 1934 pp. Brisсандstein – HEIM & SEITZ, S. 226

- 1934 Durschlägischicht – HEIM & SEITZ, S. 194, 195
 1934 pp? Kalksandstein – FICHTER, S. 60
 1952 Brisi-Echinodermenbreccie – BLASER, S. 30–35
 1972 Durschlägischicht – BRIEGEL, S. 468
 1983 Brisi-Echinodermenbreccie – GEBHARD, S. 69, 72
 1985 Brisi-Echinodermenbreccie – GEBHARD, S. 274, 275

Bemerkung: Die Klauser Schichten werden in dieser Arbeit eingeführt. Es handelt sich um eine detritische Gesteinsabfolge, die Resedimente einer Erosions- und Umlagerungsphase an der Aptian/Albian-Wende enthält.

Definition: Die Klauser Schichten bestehen aus einem geringmächtigen (wenige dm bis 1 m, max. 5–7 m), grobkörnigen (0.3–10 mm) Glaukonitsandstein, der zahlreiche Komponenten (mm–dm) aus einem Biodetritus-Kalk vom Typus Brisi-Kalk führt. Zusätzlich kommen Lithoklasten aus fossilarmen Mikrit und aus Biopelsparit (= Schrattenkalk), sowie zahlreiche, bis cm-grosse Phosphoritknollen (z. T. Ammonitensteinkerne) und buntgefärbte, mm-grosse Quarzkörner vor. Die Klauser Schichten liegen mit erosivem Kontakt auf dem Brisi-Sandstein. Die Obergrenze ist in der Regel als schmale Übergangszone zu den Nideri-Schichten (im Norden), bzw. zur Plattenwald-Schicht (im Süden) ausgebildet (Fig. 4b).

Typusprofil: Das Typusprofil befindet sich bei Klaus (Vorarlberg), an der Strasse nach Osanken (Fig. 6, CH-Koord. 768.020/243.070/ca. 640 m). Der in den Klauser Schichten gefundene *Hypacanthoplites cf. inflatus* (BREISTROFFER Ms) SORNAY weist auf die *tardefurcata*-Zone hin.

Alter: Die in den Klauser Schichten vorliegenden Ammoniten sind zu einem grossen Teil identisch mit der Fauna der Twäriberg-Schicht. Die ältesten Ammoniten aus der überliegenden Plattenwald-Schicht erlauben die Angabe eines Minimalalters: *Leymeriella* (*Neoleymeriella*) aus der *pseudoregularis*-Gruppe weist auf den oberen Teil der *tardefurcata*-Zone hin. Die Klauser Schichten besitzen daher ein Alter, das die *jacobi*-Zone, sowie den unteren Teil der *tardefurcata*-Zone umfasst (Wende Aptian/Albian).

Verbreitung: Die Klauser Schichten können bis jetzt aus dem mittleren Teil der Vorarlberger Säntis-Decke, vom Schellenberg/FL (FROMMELT 1934; BLASER 1952), sowie aus der Gegend von Buchs/SG (OUWEHAND in Vorb.) nachgewiesen werden. Mit grosser Wahrscheinlichkeit liegen sie auch im Profil «An der Schanz» in Allgäu vor (WEIDICH et al. 1983).

Unterschiede zwischen der Twäriberg-Schicht und den Klauser Schichten: Während die Twäriberg-Schicht als geringmächtige Phosphoritschicht ausgebildet ist und auf eine «autochthone» Phosphatisierungsphase, welche penetrativ die Oberfläche des Liegenden ersetzt, zurückgeht (OUWEHAND in Vorb.), weisen die Klauser Schichten ortsfremde, allochthone Komponenten auf, welche nicht mit dem Liegenden in Verbindung gebracht werden können.

Die Klauser Schichten liegen als Glaukonitsandstein vor und besitzen in der Regel eine grössere Mächtigkeit als die Twäriberg-Schicht. Die scharfe Untergrenze, der laterale rasche Lithologie- und Mächtigkeitswechsel, sowie die Allochthonie der Komponenten der Klauser Schichten lassen auf eine Resedimentbildung schliessen.

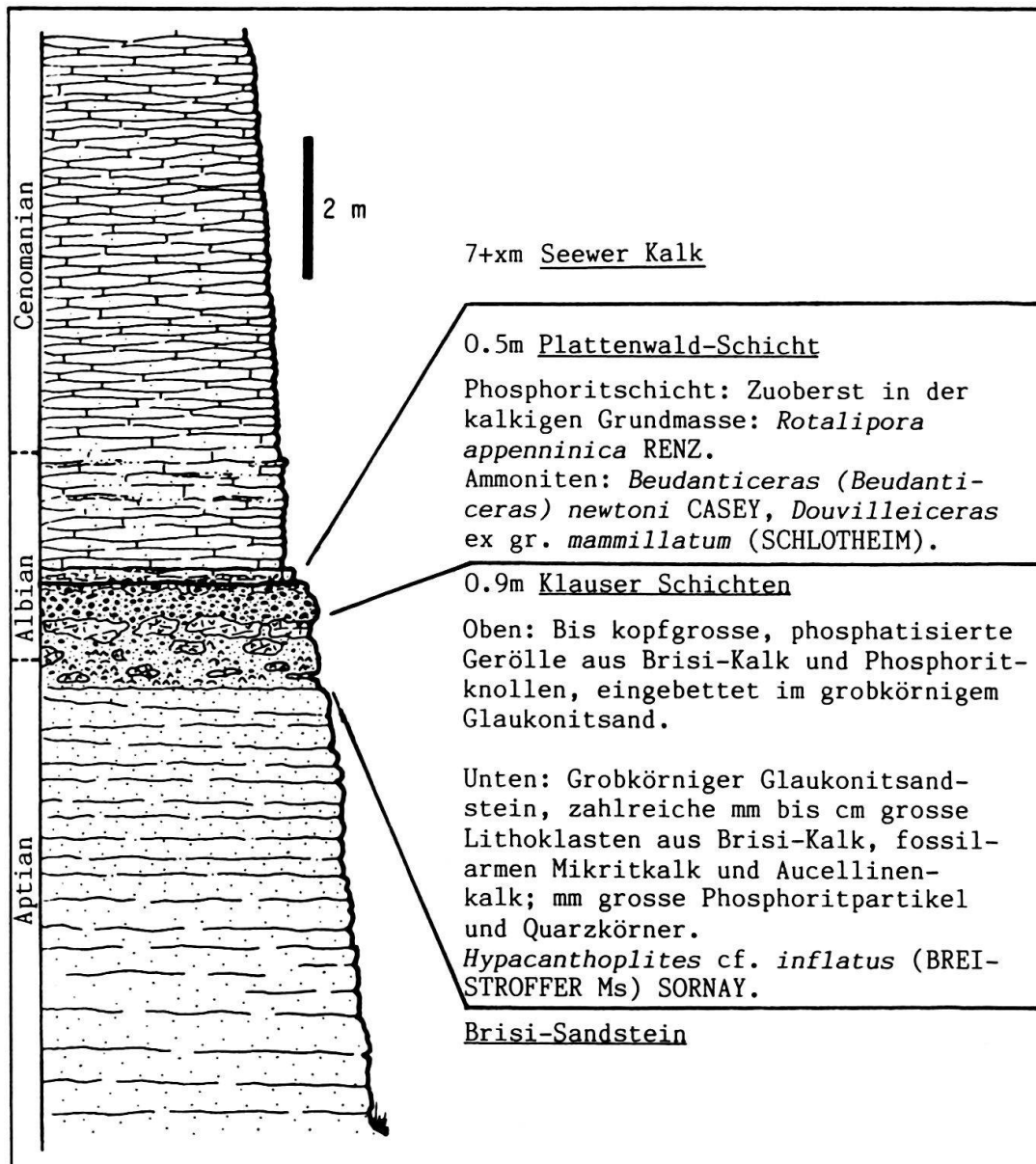


Fig. 6. Typusprofil Klauser Schichten.
(EC: 768.020/243.070/ca. 640 m).

3.3.4 *Nideri-Schichten*

Wichtigste Literaturzitate:

- *1910 *Niderischichten* – ARN. HEIM, S. 227, 303
- 1912 *Forstbergschichten* – GANZ, S. 103, Tab I
- 1912pp? *Niderischicht* – GANZ, S. 6
- 1912pp? *Flubrigschichten* – GANZ, S. 6 (dito, vgl. FICHTER 1934 und KORNER 1978)
- 1913 *Niderischicht* – HEIM 1913, S. 260
- 1921 *Niderischicht* – OCHSNER, S. 39
- 1934pp *Flubrigschichten* – ARN. HEIM & SEITZ, S. 206, 220, 264
- 1934pp *Twirrenschichten* – ARN. HEIM & SEITZ, S. 203, 204, 208, 210, 264
- 1934 *Niderischichten* – ARN. HEIM & SEITZ, S. 263
- 1934non *Kalksandstein* – FICHTER, S. 54

- 1934? «Schiefer» (zw. Milletianus- und Mammillatus-Horizont) – FICHTER, S. 63, 83
 1936? Schwarzer Schiefersandstein – SCHAUB, S. 354
 1936? Gelber Schiefersandstein – SCHAUB, S. 354
 1936 non Kalksandstein – SCHAUB, S. 353
 1937? Bunt anlaufende Schiefer? – BRÜCKNER, S. 125
 1952 «Die Glieder zwischen Brisischichten und Lochwaldschicht» – BLASER, S. 34
 1961? Kalksandstein – HANTKE, S. 151
 1972 Niederi-Schichten – BRIEGEL, S. 465
 1978 Niederi-Schichten – KORNER, S. 24
 1983 Brisi-Sandstein in Twirren-Fazies – GEBHARD, S. 72 (I, II, V)
 1983 Flubrig-Schicht – WEIDICH et al., S. 557

Bemerkungen: Arnold Heim hat 1910 die Niederi-Schichten eingeführt. Im Zusammenhang mit der Kontroverse um die stratigraphische Position der Durschlägi-Schicht entstanden Korrelationsprobleme, die von späteren Autoren im Bezug auf lithologisch «ähnliche» Schichten in Vorarlberg und auch in der Westschweiz aus Vorsicht vor weiteren Verwirrungen durch die Einführung von anderen, eher «lithologisch-beschreibenden» Namen umgangen wurden. Durch die Behebung dieser Schwierigkeiten scheinen uns die oben gemachten Korrelationen möglich.

Definition: Die Niederi-Schichten werden von der Twäriberg-Schicht, den Klauser Schichten, dem Brisi-Member, oder der Schrattenkalk-Fm unterlagert. Als hangende Schichten treten die Durschlägi-Schicht oder die Plattenwald-Schicht auf. Die Mächtigkeit variiert zwischen wenigen cm und ca. 12 m. Die Gesteine der Niederi-Schichten zeigen eine hell- bis dunkelgraue Anwitterungsfarbe und sind im Bruch meist recht dunkel. Bei den Ablagerungen der Niederi-Schichten handelt es sich überwiegend um Glaukonitsandsteine. Im Profil folgen über der liegenden Twäriberg-Schicht oft eine an größeren Glaukoniten und detritischen Phosphoritpellets reichere Schicht. Darüber liegen in der Regel glaukonithaltige (7–15%) Sandsteine einheitlicher Korngrösse (0.06–0.09 mm). Auffallend sind Bioturbationsspuren von grabenden Organismen (*Palaeophycus* sp.; Spreitenbauten). Einen grossen Anteil haben in Quarz erhaltenen Spongiennadeln (bis zu 20%). Diagenetische Quarzausscheidungen und vereinzelte kleine Dolomitrhomboeder, sowie Pyrit werden häufig beobachtet. Die Matrix der hangenden Durschlägi-Schicht oder Plattenwald-Schicht greift oft entlang von Bohrspuren bis 2 dm (im Extremfall bis ca. ½ m) in die oberste Bank der Niederi-Schichten hinunter.

Typusprofil: Am Ritschekopf (744.000/223.600/1930 m; ein auf der heutigen Landeskarte unbenannter kleiner Gipfel zwischen Niederi und Tristencholben), westlich der Niederi-Passlücke zwischen Walenstadt und dem Voralptal hat ARN. HEIM (1913, S. 260, Fig. 84, Nr. 9) das Typusprofil für die Niederi-Schichten gewählt. Leider ist das Profil nicht vollständig aufgeschlossen.

Referenzprofil: Das Profil am Chäserrugg (Fig. 5b; Profil CV, 742.650/224.750/2040 m) und das Profil am Gamserrugg (Profil T, 743.675/224.475/1950 m, OUWEHAND in Vorb.), welches bereits von ARN. HEIM (1910, S. 258, Nr. 8) abgebildet wurde, werden als zwei, gut ausgebildete und fast vollständig aufgeschlossene Referenzprofile, die zudem nahe der Typuslokalität liegen, vorgeschlagen.

Alter: In den Niederi-Schichten sind bisher keine Leitfossilien gefunden worden. Das Alter kann durch die Faunen der liegenden (Twäriberg-Schicht) und hangenden Phosphoritschicht (Durschlägi-Schicht) eingegrenzt werden (z. B. im Profil CV am Chäser-

rugg; Fig. 5b): Die Niederi-Schichten wurden an der Wende untere/obere *tardefurcata*-Zone abgelagert, was einer kurzen Ablagerungszeit entspricht.

Verbreitung: Im nördlichen Teil der Vorarlberger Säntis-Decke konnten die Niederi-Schichten neu nachgewiesen werden. Das Hauptverbreitungsgebiet befindet sich zwischen den östlichen Churfürsten und dem Vorarlberg (BLASER 1952; OUWEHAND in Vorb.).

3.3.5 Durschlägi-Schicht

Wichtigste Literaturzitate:

- *1909 Durschlägischicht – ARN. HEIM, S. 116
- 1910 Durschlägischichten – ARN. HEIM, S. 227, 240, 243, 245
- 1910 non Durschlägischichten – ARN. HEIM, S. 238, 256, 258, 261, 262, 266
- 1910 «Hauptfossilbank der Flubrigschichten» – ARN. HEIM, S. 238, 239, 254, 259, 261, 263
- 1912 Durschlägischicht – GANZ, S. 6, 107
- 1913 pp Durschlägischichten – ARN. HEIM, S. 307
- 1916 non Durschlägischicht – TRÜMPY, S. 77
- 1934 non Durschlägischichten – HEIM & SEITZ, S. 194, 195, 204, 206 223, 261
- 1961 Durschlägi (Fossil)-Schicht – HANTKE, S. 522, 64, 130, 151
- 1961 non Durschlägischicht – HANTKE, S. 67, 84
- 1972 non Durschlägischicht – BRIEGEL, S. 468
- 1978 pp Durschlägi-Schichten – KORNER, S. 15, 16, 18, 19, 23
- 1983 non Durschlägi-Schicht – WEIDICH et al., S. 556, 559, 560
- 1985 Durschlägi-Schicht – GEBHARD, S. 277
- 1985 non Durschlägi-Schicht – GEBHARD, S. 275

Bemerkung: ARN. HEIM (1909) definierte an der Lokalität Durschlegi (bei Amden) eine «Couche fossilifère ... à Dentalium, Desmoceras (Uhligella) convergens JACOB, Desmoceras beudanti BRONGN. ...» (S. 116) als Durschlägi-Schicht. 1910 fügt der Autor dieser Definition eine ausführliche Beschreibung der Lokalität bei (S. 244–248) und verwendet den Begriff in weiteren Profilaufnahmen für eine Phosphoritschicht, die entweder direkt auf Brisi-Kalk, oder über geringmächtigem Glaukonitsandstein («Grün-sandstein des Albien») liegt und von «Flubrig-Schichten» oder von Niederi-Schichten überlagert wird.

GANZ (1912) gibt in seiner Monographie ebenfalls eine Beschreibung des Profils an der Durschlegi. Er übernimmt den Begriff Durschlägi-Schicht für die Phosphoritschicht, betrachtet allerdings den geringmächtigen Glaukonitsandstein *zwischen* dem Brisi-Kalk und der Durschlägi-Schicht als Äquivalent der Niederi-Schichten. Konsequenterweise liegt bei GANZ die Durschlägi-Schicht jeweils *über* den Niederi-Schichten. In der gleichen Arbeit deutet GANZ die Profile von HEIM (1910) nach seinem Gesichtspunkt um.

Als Entgegnung auf die Interpretation von GANZ dehnt HEIM (1913, S. 307) den Begriff Durschlägi-Schicht auf die unter der Phosphoritschicht liegenden, geringmächtige Glaukonitsandsteine (= «Untere Durschlägi-Schichten») aus, widerspricht der von GANZ (1912) durchgeführten Uminterpretation seiner Profilbeschreibungen und interpretiert seinerseits die Profile und Abbildungen von GANZ nach seinen Auffassungen um (1913, S. 310–312).

Definition: Als Durschlägi-Schicht definieren wir einen geringmächtigen (0.2–0.5 m), Phosphoritknollen-führenden Glaukonitsandstein (oft fahlgelb bis bräunlich anwit-

ternd), der entweder direkt über der Twäriberg-Schicht, oder mit deutlicher Grenze über den Niederi-Schichten liegt und von den Sellamatt-Schichten überlagert wird.

Falls die Niederi-Schichten fehlen, kann die Durschlägi-Schicht mit der oder ohne Twäriberg-Schicht eine Phosphoritschicht bilden, die direkt über dem Brisi-Kalk folgt.

Typusprofil: Das Profil an der Durschlegli (727.500/223.100/1120 m) wurde nochmals aufgenommen und auf Ammoniten abgesucht. Die entsprechende Stelle ist von einer dicken Grasnarbe überdeckt und musste freigelegt werden. Das Profil wurde in ARN. HEIM (1910, S.244–248, Abb.76, 77) und in GANZ (1912, S.8–13, Taf.6, Profil 52) beschrieben und abgebildet (Fig. 7).

Referenzprofile: Als Referenzprofil kann der Aufschluss am Ostabhang des Chäserugg dienen (Fig. 5b; Profil CV; 742.650/224.750/2040 m). Hier konnten *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) sp., *Douvilleiceras* sp., *Beudanticeras* (*Beud.*) sp. bestimmt werden.

Alter: *Leymeriella* (*Neoleymeriella*) *pseudoregularis* SEITZ, *Douvilleiceras* ex gr. *mammillatum* (SCHLOTHEIM), *Beudanticeras* (*Beud.*) *newtoni* CASEY und *Phylloceras* (*Hypophyll.*) aus der *subalpinum*-Gruppe sind typische Ammoniten der Durschlägi-Schicht. Diese Assoziation weist auf den oberen Teil der *tardefurcata*-Zone und die *mammillatum*-Zone hin.

Charakteristisch ist ferner das häufige Vorkommen von Gastropoden, von Dentalien, *Birostrina concentrica* (PARK.) und *Plicatula* sp. Als paläontologische Unterscheidungskriterien zu der Twäriberg-Schicht können das Vorkommen von *Birostrina concentrica* (PARK.) (fehlt in der Twäriberg-Schicht; stattdessen kommen Aucellinen vor) und die Ammonitenfauna (im spez. *Douvilleiceras*) herangezogen werden.

Verbreitung: Die Durschlägi-Schicht kommt in einer relativ schmalen Zone im Übergang vom mittleren zum südlichen Bereich vor. In südlicheren Aufschlüssen ist dieses Schichtglied zeitlich durch die Plattenwald-Schicht vertreten (Fig. 3b, 4b).

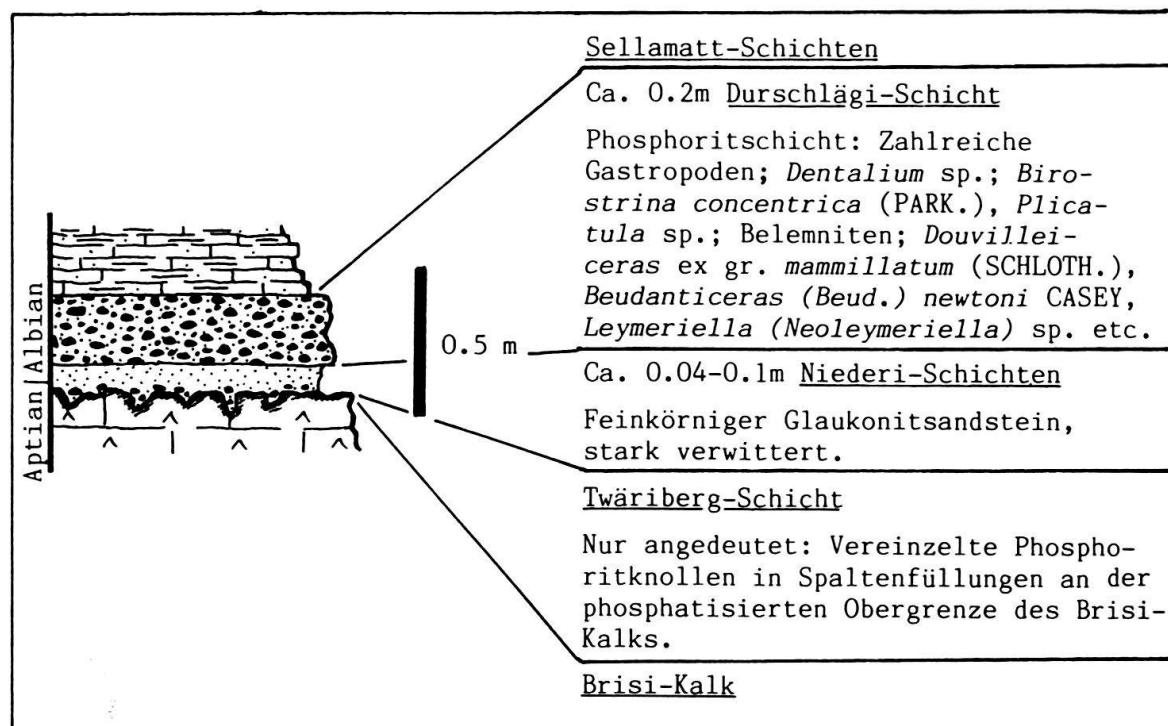


Fig. 7. Typusprofil Durschlägi-Schicht (DU: 727.500/223.100/1120 m).

3.3.6 Sellamatt-Schichten:

Wichtigste Literaturzitate:

- 1896 pp Concentricusschichten (Concentricusschiefer) – BURCKHARDT, S. 75
 1905 pp? Inoceramusgrünsand – ALB. HEIM, S. 24
 1905? Concentricusschiefer – ARBENZ, S. 24
 1910 Flubrigschicht und Twirrenschicht – ARN. HEIM, S. 227
 1910a pp Gault (Concentricusschichten) – ARN. HEIM, S. 33
 1910 pp Gault – TOLWINSKI, S. 20
 1912 Flubrigschicht und Twirrenschicht – GANZ, S. 6
 1925 pp Flubrig- und Twirrenschichten – MEESMANN, S. 18
 1933 Flubrig- und Twirrenschichten – OBERHOLZER, S. 358
 1934 pp Concentricusschichten – FICHTER, S. 61 (zw. Mammillatus- und Varicosus-Horizont)
 1934 non Flubrig- und Twirrenschichten – HEIM & SEITZ, S. 264
 1937 pp Concentricusschichten – BRÜCKNER, S. 124
 1944 pp? Concentricusschichten – TRÜMPY, S. 146 + Anhang
 1978 Flubrigschichten und Twirrenschichten – KORNER, S. 25, 26
 1978 pp Concentricus-Schichten – KORNER, S. 32
 1983 pp? Flubrig- und Twirrenschichten – GEBHARD, S. 74, 82
 1983 non Flubrig-Schichten – WEIDICH et al., S. 552
 1983 Twirren-Schichten – WEIDICH et al., S. 552
 1985 non Twirren-Schichten – GEBHARD, S. 273

Bemerkungen: In den Sellamatt-Schichten sind die «Flubrig»- und die «Twirrenschichten» (GANZ 1912) und ihre Äquivalente zusammengefasst (vgl. Zitate).

Schon ARN. HEIM (1913) und HEIM & SEITZ (1934) weisen auf die Unzweckmässigkeit der Unterteilung in Flubrig- und Twirrenschichten im Osthelvetikum hin (OUWEHAND, in Vorb).

Der von ARN. HEIM (1913, S. 292) und HEIM & SEITZ (1934, S. 264) erwähnte Ersatz von Flubrig- und Twirrenschichten (Sellamatt-Schichten) durch die Niederi-Schichten im Osten ist unrichtig, da mit der Fauna der Phosphorithorizonte im Selun-Member gezeigt werden kann, dass die Niederi-Schichten eindeutig älter sind.

Im nördlichen und mittleren Bereich kann, falls die Sellamatt-Schichten direkt der Schrattenkalk-Fm aufliegen, die Basis der Sellamatt-Schichten als kondensierte Phosphoritlage vorkommen. Diese Lage haben wir als Basisphosphoritschicht bezeichnet. Sie darf nicht mit der Luitere-Schicht verwechselt werden. Seltene Ammonitenfunde von Tierwies (Säntis, Fund von Karl Tschanz und Hansjacob Schächli (Paläont. Inst. Zürich: *Hoplites* (*H.*) sp.) und von Unterklien (*Anahoplites intermedius* SPATH (HEIM & SEITZ 1934)) weisen auf eine zumindest teilweise Ablagerung im Mittel-Albian hin.

Die «Concentricus-Schichten und -Schiefer» wurden von verschiedenen Autoren unterschiedlich aufgefasst und entsprechen nur in Teilen den Sellamatt-Schichten (vgl. Literaturzitate).

Falls zwischen der Durschlägi- und der Wannenalp-Schicht weitere einzelne Phosphorithorizonte auftreten, werden diese zu den Sellamatt-Schichten gezählt.

Definition: Die Sellamatt-Schichten (wenige bis 20 m) liegen über der Basisphosphorit-Schicht, der Durschlägi-Schicht oder über der Schrattenkalk-Formation. Als Hangendes kommen die Wannenalp-Schicht oder die Aubrig-Schichten vor. In der distalen Fortsetzung gehen die Sellamatt-Schichten in die Plattenwald-Schicht über.

In den Sellamatt-Schichten liegen in der Regel zwei Gesteinstypen vor:

- Foraminiferen, Quarz und Glaukonit führender Mikrosparit bis Pseudosparit.
- mergelig, siltige Kalke bis kalkige Siltsteine, meist als leicht zurückwitternde Lagen zwischen wellig begrenzten Kalkbänken liegend. Diese detritusreichen Bänke sind stark von Drucklösungserscheinungen geprägt.

In den Sellamatt-Schichten werden in jedem Niveau – vermehrt aber in den detritusreicheren Bänken – kleinere und grössere Phosphoritkomponenten und Fossiltrümmer (vor allem nicht phosphatisierte Birostrinenfragmente) gefunden.

Wie bereits oben aufgezeigt, bilden die zwei Hauptgesteinstypen – allerdings stellenweise mit Übergängen – eine Wechsellagerung, wobei die kalkreicheren Partien in den Sellamatt-Schichten (im Unterschied zu den Aubrig-Schichten) hervorwittern. Die Quarz- und Glaukonit-Korngrösse ist einheitlich 0.04–0.07 mm. In den siltreicheren Lagen kann teilweise ein kleiner Prozentsatz an etwas grösseren Komponenten (unten 0.25, oben 0.12 mm) beobachtet werden. Im allgemeinen sind die Glaukonitkörner eine Spur grösser als die Quarzkörner. In den Kalklagen kommen bankweise gehäuft unregelmässig geformte, braunangewitterte Partien (2–20 cm) vor, die aus den Bänken hervorwittern. Wahrscheinlich ist diese Verwitterungsart auf selektive Quarzausscheidungen zurückzuführen. Falls die Wannenalp-Schicht fehlt, ist die Grenzziehung zu den Aubrig-Schichten nur im Bereich einiger Meter möglich. Dazu können innerhalb unseres Untersuchungsgebietes die folgenden Typen angegeben werden (Vgl. auch ARN. HEIM 1913):

- *Nord- und Mittelbereich*: ohne Wannenalp-Schicht. Abtrennung unsicher. Im Kistenpassgebiet (TRÜMPY 1944), sowie im Griesstockgebiet (BRÜCKNER 1937) kommen fragliche Äquivalente der Wannenalp-Schicht vor.
- *Nordteil südlicher Bereich 1* (Zwinglipass-Westliche Churfirten): «fossilfreie oder diffuse» Wannenalp-Schicht. Abtrennung innerhalb einiger Meter möglich.
- *Nordteil südlicher Bereich 2* (östliche Churfirten und NW-Teil der Vorarlberger Säntis-Decke): mit deutlicher Wannenalp-Schicht.
- *Nordteil südlicher Bereich 3* (Buchs-Vorarlberger Säntis-Decke): zeitliche Äquivalente der Sellamatt-Schichten und der Wannenalp-Schicht sind in der Plattenwald-Schicht enthalten.

Hieraus geht hervor, dass die gesicherte Abgrenzung der Sellamatt-Schichten nach oben von der Ausbildung der Wannenalp-Schicht abhängt, denn auch mikroskopisch zeigen die Kalkbänke der Sellamatt-Schichten und die Kalkknollen im unteren Teil der Aubrig-Schichten keinen Unterschied.

Typusprofil: Die Alp Sellamatt wird als Typusregion gewählt. Das einfach zugängliche und gut «bewirtete» Typusprofil liegt südlich des Bergrestaurants Stöfeli an der Westseite der Nordflanke des Chäserrugg (742.150/226.100/1700 m, Fig. 8, vgl. OUWEHAND in Vorb., Profil M).

Referenzprofil: Als Referenzprofil wird die Sequenz der Sellamatt-Schichten im Typusprofil der Garschella-Formation gewählt. Hier sind die Sellamatt-Schichten mit 13.5 m vertreten und besonders gut aufgeschlossen (Fig. 5b).

Alter: In den Sellamatt-Schichten wurden vereinzelt bestimmbar Ammoniten wie *Douvilleiceras*, *Hoplites* und *Anahoplites* gefunden (GANZ 1912; FICHTER 1934; HANTKE 1961; FÖLLMI 1986) welche aus der *mammillatum*-Zone und dem Mittel-Albian stammen.

Durch die bekannten Alter der liegenden (Durschlägi-Schicht) und der hangenden Wannenalp-Schicht, kann das Alter auf den späteren Teil des Früh-, sowie auf das Mittel-Albian eingegrenzt werden.

Verbreitung: Wie oben angegeben, kommen die Sellamatt-Schichten in ihren verschiedenen Faziestypen im ganzen nördlichen und mittleren, sowie im nördlichen Teil des südlichen Bereiches vor.

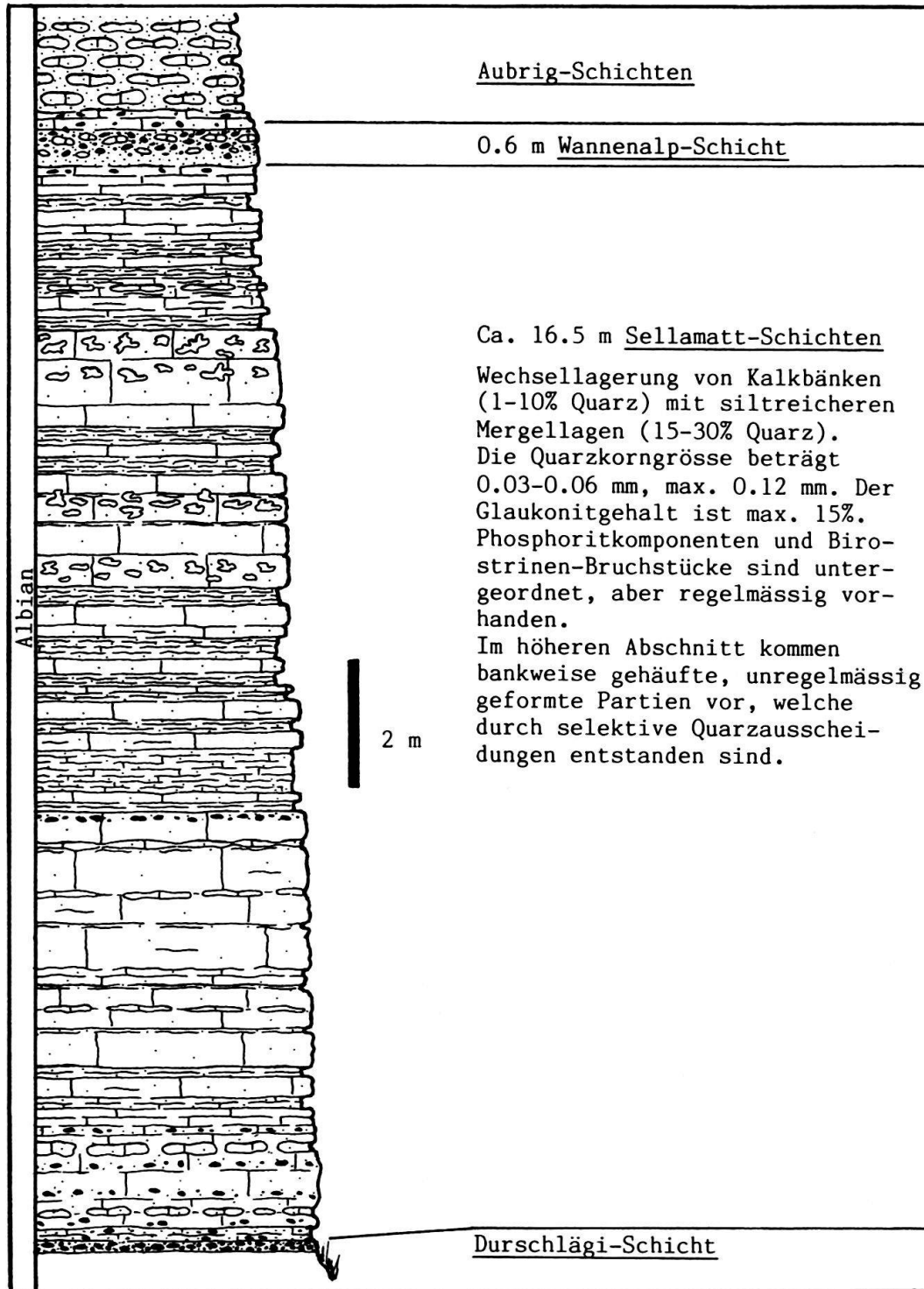


Fig. 8. Typusprofil Sellamatt-Schichten (M: 742.150/226.100/1700 m).

3.3.7 Wannenalp-Schicht

Wichtigste Literaturzitate:

- 1840–1878 ESCHER, RENEVIER, KAUFMANN, BURCKHARDT siehe GANZ (1912, S. 47 ff.)
 1874? Couches du Wannenalp – MAYER-EYMAR, S. 19
 1906 non Horizon du Lochwald – JACOB & TOBLER, S. 4
 1909 non Couches du Lochwald – ARN. HEIM, S. 15
 1910 Lochwaldschicht – ARN. HEIM, S. 227
 1912 Lochwaldschicht – GANZ, S. 6
 1912 non? Lochwaldschicht – GANZ, Tafel 11, Profile 80–85
 1913 Lochwaldschicht – ARN. HEIM, S. 284
 1934 Varicosushorizont – FICHTER, S. 54
 1934 Lochwald-Fossilbank – HEIM & SEITZ, S. 201
 1936 pp Fossilschicht – SCHAUB, S. 355
 1944 pp Lochwaldschicht – BOLLI, S. 297
 1962 pp Lochwaldschicht – HERB, S. 23
 1972 non Lochwald-Schicht – BRIEGEL, S. 465
 1978 pp Lochwald-Schicht – KORNER, S. 26
 1985 Lochwald-Schicht – GEBHARD, S. 271
 1985 pp Lochwald-Schicht – GEBHARD, S. 276, 277

Bemerkungen: Die «Lochwaldschicht» an der Lokalität Lochwald (im Engelberger Tal/NW) entspricht nicht der «Lochwaldschicht» sensu GANZ (1912) und ARN. HEIM (1910, 1913), sondern der Plattenwald-Schicht. Dies führte zu zahlreichen Missverständnissen und unterschiedlichen Anwendungen des Begriffes «Lochwaldschicht» (FICHTER 1934; BOLLI 1944; HERB 1962; MOHLER 1966; LANGE 1968; KORNER 1978; SCHOLZ 1978, GEBHARD 1983, 1985). Da der Begriff «Lochwaldschicht» obsolet und an der Lokalität Lochwald keine Neuaufnahme möglich ist, wird der von HEIM & SEITZ (1934) eingeführte Begriff Plattenwald-Schicht (vgl. Kap.4.2.8) gebraucht. Für die «Lochwaldschicht» sensu GANZ und HEIM, d. h. eine Phosphoritsschicht zwischen den Sellamatt- und den Aubrig-Schichten, verwenden wir den Begriff Wannenalp-Schicht; dies nach der berühmten Lokalität Wannenalp/SZ (GANZ 1912).

Zeitliche Äquivalente der Wannenalp-Schicht sind in nördlichen Teilen des Südbereiches unabtrennbar in der Plattenwald-Schicht integriert.

Definition: Die Wannenalp-Schicht folgt über den Sellamatt-Schichten und wird ihrerseits von den Aubrig-Schichten überlagert.

Die Wannenalp-Schicht besteht aus einer bis zu 50 cm mächtigen, an Phosphoritkomponenten reichen Bank. Ihr lithologischer Charakter – besonders der Phosphoritkomponentengehalt – ist lateral sehr verschieden:

- 1. Typ: In einem quarz- und glaukonithaltigen, pseudosparitischen Kalk sind einzelne Phosphoritknollen dispers verteilt. Die Unter- und Obergrenze ist unscharf (z. B. Amden, westliche Churfürsten).
- 2. Typ: Die ausgeprägteste Ausbildung der Wannenalp-Schicht zeigt eine stark bioturbirte Basis und randlich teilweise phosphatisierte Hartgrundgerölle, phosphatisierte Fossilien (Einzelkorallen, Seeigel, Brachiopoden, Ammoniten, Muscheln) und Phosphoritknollen in einer an grobem Glaukonit reichen, kalkigen Grundmasse. Es folgt ein Übergang innerhalb von ca. 50 cm zu den Aubrig-Schichten (z. B. Garschella, östliche Churfürsten, NW-Teil der Vorarlberger Säntis-Decke).

Typusprofil: Die Typuslokalität befindet sich auf der Wannenalp, SE Unter-Yberg-Waag/SZ. Eine Beschreibung und Abbildung des Typusprofils kann in GANZ (1912, S. 51 und Tafel 8, Profil 72) gefunden werden. GANZ (1912, S. 47 ff.) liefert auch eine Zusammenfassung der vor ihm tätig gewesenem Bearbeiter. Aus dem Typusprofil wird die folgende Fauna beschrieben (Genusbezeichnungen modernisiert): *Mortoniceras (Pervinquieria) inflatum* (SOWERBY), *Dipoloceras (D.) cristatum* (DELUC Ms) BRONGNIART, *Oxytropidoceras (O.) roissyanum* (D'ORBIGNY), *Dipoloceras (D.) cornutum* (PICTET & ROUX), *Hysterocheras orbignyi* (SPATH), *Hamites maximus* SOW., *Ptychoceras gaultianus* PICT. & R., *Birostrina sulcata* (PARKINSON). Die Wannenalp-Schicht wurde dieser Fauna zufolge in der *inflatum*-Zone abgelagert.

Referenzprofile: Als gut ausgebildetes Referenzprofil wird ein Teilprofil nahe des Punktes 1997 m auf Garschella angeführt (Fig. 5b, Profil DE, OUWEHAND, in Vorb., 743.250/224.350/1990 m). Hier wurde die folgende Fauna gefunden: Ammoniten: *Hamites* sp., *Hysterocheras orbignyi* (SPATH), *Dipoloceras (D.) cristatum* (DELUC Ms BRONGNIART) und *Mortoniceras (Pervinquieria) inflatum* (SOWERBY), *Puzosia* sp.; Einzelkorallen, Brachiopoden: Terebratulidae, Muscheln: *Birostrina concentrica* und *B. sulcata* (PARKINSON), Gastropoden, Dentalien, Seeigel, Wirbel?

Die Ammoniten und *Birostrina sulcata* (PARKINSON) lassen auf eine Ablagerung in der *inflatum*-Zone schliessen.

Alter: Die häufig vorkommenden *Hysterocheras orbignyi* (SPATH), *Dipoloceras (D.) cristatum* (DELUC Ms BRONGNIART) und *Mortoniceras (Pervinquieria) inflatum* (SOWERBY), sowie *Birostrina sulcata* (PARKINSON) deuten auf die *inflatum*-Zone hin.

Verbreitung: Die Wannenalp-Schicht wurde bis jetzt aus dem Nordwestteil der Vorarlberger Säntis-Decke, in den Churfürsten und aus weiteren Einheiten in Drusberg-Stellung beschrieben.

3.3.8 Plattenwald-Schicht

Wichtigste Literaturzitate

- 1906 Horizon du Lochwald – JACOB & TOBLER, S. 4
- 1910 pp. Lochwald-Fossilschicht – ARN. HEIM, S. 226
- 1916 Durchschlägischicht – TRÜMPY, S. 77
- 1920 Kletzenschicht – REISER, S. 179
- *1934 Plattenwald-Fossilbank – HEIM & SEITZ, S. 214, 215, 261
- 1934 Lochwald-Phosphoritbank – HEIM & SEITZ, S. 194, 266
- 1934 pp. Luiterezugschicht – HEIM & SEITZ, S. 200, 201
- 1934 pp. Concentricusschichten – FICHTER, S. 61, 80, 83
- 1934 pp. Varicosushorizont – FICHTER, S. 66, 71
- 1936 Fossilschicht – SCHAUB, S. 349, 355, 367
- 1944 pp. Lochwaldschicht – BOLLI, S. 296
- 1958 Plattenwald-Horizont – OBERHAUSER, S. 122
- 1962 pp. Lochwaldschicht – HERB, S. 23
- 1966 pp. Lochwaldschicht – MOHLER, S. 11
- 1968 Lochwaldschichten – LANGE, S. 162
- 1972 Lochwaldschicht – BRIEGEL, S. 465
- 1978 pp. Lochwald-Schicht – KORNER, S. 26
- 1978 Lochwald-Schicht – SCHOLZ, S. 29
- 1979 Lochwald-Schicht – ALLEMANN & SCHWIZER, S. 42
- 1985 Durschlägi-Schicht – GEBHARD, S. 275

Bemerkungen: Die Plattenwald-Schicht ist das Produkt einer während längerer Zeit andauernden Kondensation. Das Schichtglied repräsentiert im Minimum das zeitliche Äquivalent der Durschlägi-Schicht, der Sellamatt-Schichten und der Wannenalp-Schicht. In südlichen Vorkommen kann die Kondensation länger andauern. Eine vertikale Aufgliederung der einzelnen in der Plattenwald-Schicht enthaltenen Zonen ist selten möglich, da Ammoniten verschiedener Zonen nebeneinander vorkommen. Interessant in diesem Zusammenhang ist das von GEBHARD (1983, S. 76; 1985, S. 276–277) am Schwarzenberg (NE Hohenems, Vorarlberg) beschriebene Profil, in dem die Durschlägi-Schicht und die Wannenalp-Schicht direkt übereinander liegen, jedoch noch getrennt werden können. Dieses Profil liegt auf der Grenze zwischen dem Faziesbereich mit isoliert auftretenden Durschlägi-Schicht, Sellamatt-Schichten und Wannenalp-Schicht und demjenigen mit Plattenwald-Schicht.

Nur in den nördlichsten Vorarlberger Vorkommen der Plattenwald-Schicht sind Ammoniten aus dem Früh-, Mittel- und Spät-Albian erhalten. In südlicheren Aufschlüssen kommen Ammoniten aus dem Früh- und Mittel-Albian, bzw. nur aus dem Früh-Albian vor. Durch die in der kalkigen Matrix enthaltenen Mikrofossilien (Rotaliporen) kann nachgewiesen werden, dass auch in diesen Lokalitäten die Kondensation bis in das Spät-Albian, lokal sogar bis Früh-Cenomanian und Früh-Turonian andauerte (Fig. 4a).

Definition: Mit dem Begriff Plattenwald-Schicht definieren wir eine im Feld gut abtrennbare, geringmächtige (selten über 1 m), fossilreiche, Phosphoritknollen-führende Schicht, die über Nideri-Schichten, über Klauser-Schichten, über Brisi-Sandstein oder über Schrattekalk liegt, und entweder von Aubrig-Schichten oder direkt vom Seewer Kalk überlagert wird. Die Grundmasse besteht teilweise aus Glaukonitsandstein, teilweise aus Mikrit.

Typusprofil: Das Typusprofil liegt im Plattenwald, nördlich Klaus (Vorarlberg, CH-Koord. 767.400/243.100/ca. 630, vgl. Fig. 9, Profil DZ in FÖLLMI 1986). In HEIM & SEITZ

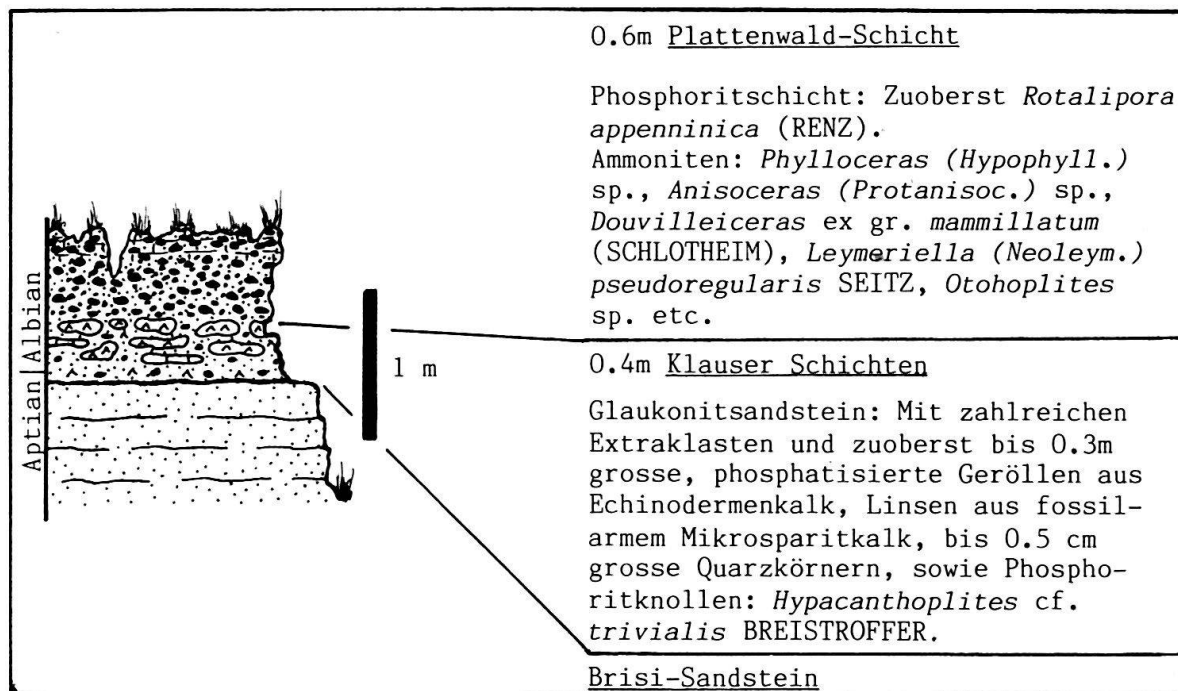


Fig. 9. Typusprofil Plattenwald-Schicht (DZ: 767.400/243.100/ca. 630 m).

(1934, S. 212–214) findet sich eine ausführliche Beschreibung und Abbildung. In GEBHARD (1983, S. 72, 76, 77; 1985, S. 274–276) ist ebenfalls eine Beschreibung und eine Abbildung gegeben.

Die Ammoniten indizieren den oberen Teil der *tardefurcata*-Zone und die *mammillatum*-Zone. Im oberen Teil der Plattenwald-Schicht (mit kalkiger Matrix) kommen allerdings bereits *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI) und *R. appenninica* (RENZ) vor (*appenninica*-Zone).

Referenzprofile: Als Referenzprofile können die Profile am Müselbach (Profil AF in FÖLLMI 1986, CH-Koord. 777.750–777.800/250.650/ca. 730)) und östlich Feldkirch (SW Göfis, Profil JN in FÖLLMI 1986, CH-Koord. 764.200/233.380/ca. 520) gewählt werden (beide Profile in Vorarlberg).

Im Profil am Müselbach ist eine phosphatisierte Fauna vorhanden, die den Zeitraum zwischen der oberen *tardefurcata*-Zone und der *dispar*-Zone repräsentiert.

Im Profil östlich Feldkirch liegt eine phosphatisierte Fauna aus der unteren *tardefurcata*-Zone vor; in der kalkigen Matrix kommen *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI) und *R. appenninica* (RENZ) vor.

Alter: Die Plattenwald-Schicht umfasst in nördlichen Vorkommen den Zeitabschnitt zwischen der oberen *tardefurcata*-Zone und der *inflatum*-Zone. Falls die über der Plattenwald-Schicht liegenden Aubrig-Schichten nur geringmächtig ausgebildet sind oder fehlen, reicht das Alter bis in die *dispar*-Zone hinauf. Lokal kann auch die *brotzeni*-Zone des frühen Cenomanian nachgewiesen werden. In südlichen Vorkommen kann das Alter bis in das basale Turonian (*archaeocretacea*-Zone, MOHLER 1966; KORNER 1978; DELAMETTE 1986; FÖLLMI 1986) hinaufreichen.

In Gebieten, die nicht von der Umlagerungsphase an der Aptian/Albian-Wende betroffen sind, d. h. in denen die Klauser Schichten primär fehlen, kann die Plattenwald-Schicht die zeitlichen Äquivalente der Twäriberg-Schicht aufnehmen und somit in der *jacobi*-Zone einsetzen.

Vorkommen: Die Plattenwald-Schicht ist im Nordteil des südlichen Bereiches vorhanden.

3.3.9 Aubrig-Schichten

Wichtigste Literaturzitate:

- 1840 Ellipsoidischer Kalk – A. ESCHER v. D. LINTH, Tagebuch
- 1905 Knollenschichten – ALB. HEIM, S. 24
- 1905 Knollenschichten – ARN. HEIM, S. 331
- 1910 Knollenschichten – ARN. HEIM, S. 227
- 1910a Gault (Knollenschichten) – ARN. HEIM, S. 33
- *1912 Knollenschichten, Fazies-Aubrigschicht und obere Knollenschichten – GANZ, S. 6
- 1913 Knollenfacies der Aubrig-Schichten ARN. HEIM, S. 276
- 1922 Knollenschichten/Aubrigschichten – SCHOO, S. 18
- 1934 Aubrig-Knollenschichten – HEIM & SEITZ, S. 268
- 1937 Knollenschichten – BRÜCKNER, S. 131
- 1936? Grünsandiger Kalk – SCHAUB, S. 368
- 1944 Aubrigschicht/Knollenschicht – TRÜMPY, S. 147
- 1944 Knollenschichten – BOLLI, S. 304
- 1944pp Fidersbergschichten – BOLLI, S. 305
- 1952 Aubrig-Knollen-Schichten – BLASER, S. 40
- 1959 Knollenschichten (Aubrigschichten) – SCHINDLER, S. 49

- 1961 Knollen- und Aubrigschichten – HANTKE, z. B. S. 51
 1966? non Knollenschichten – MOHLER, S. 13 (= Götzis-Schichten)
 1972 Aubrig-Knollen-Schichten – BRIEGEL, S. 465
 1978 Knollenschichten – KORNER, S. 26
 1979 non Aubrig-Knollenschichten – FELBER & WYSSLING, S. 706
 1983 Knollen-Schichten – WEIDICH et al., S. 557
 1983 Knollenschichten (Aubrig-Schichten) – KELLER, S. 88
 1985 pp Aubrig-Grünsand – GEBHARD, S. 277

Bemerkungen: GANZ (1912) führte den Begriff «Aubrig-Fazies» für den sandreicheren, oberen Teil der «Knollen-Schichten» ARN. HEIMS (1905) ein, der das Charakteristikum der Kalkknollen nicht zeigt. ARN. HEIM regte bereits 1913 (S. 276) an, die «Knollen-Schichten» und die «Aubrig-Fazies» zusammen als Aubrig-Schichten zu bezeichnen. In HEIM & SEITZ (1934) werden die Aubrig-Schichten definitiv eingeführt.

Definition: Die Aubrig-Schichten, in denen vor allem zwei Lithologietypen vertreten sind (sand- bzw. kalkknollenreich) liegen zwischen der Schrattenkalk-Fm, Wannenalp-, Plattenwald-Schicht bzw. den Sellamatt-Schichten und der Kamm-Schicht bzw. dem Seewer Kalk.

Falls die Wannenalp- bzw. Plattenwald-Schicht fehlt oder undeutlich ausgebildet ist, kann eine Abgrenzung zu den Sellamatt-Schichten schwierig sein. Dies gilt vor allem für nördliche und mittlere Ablagerungsgebiete (Infrahelvetikum, Säntis, westliche Churfirten). Dort ist dagegen infolge deutlicher Ausbildung der Kamm-Schicht die Obergrenze gut definiert.

Im südlichen Faziesraum (Buchs, Vorarlberger Säntis-Decke) besteht ein Übergang von den Aubrig-Schichten in den Seewer Kalk (Fehlen der Kamm-Schicht). Die Grenze wird dort gezogen, wo sich der Glaukonitsandstein schlierenartig auflöst und der pelagische Mikritkalk des Seewer Kalkes überhand nimmt.

Die Mächtigkeit der Aubrig-Schichten beträgt wenige m bis ca. 25 m. Die grösste Mächtigkeit liegt im Nordteil des südlichen Bereiches vor.

Typisch sind die zwei folgenden Ausbildungen:

1. *Knollenfazies* (vor allem im mittleren und Nordteil des südlichen Bereiches): Von Drucklösungssäumen umschlossene glaukonit- und quarzhaltige Kalkknollen (4×5 bis 15×30 cm) sind lagenweise, schichtparallel in einer quarz- und glaukonitreicheren Matrix eingebettet. Die Granulometrie von Quarz und Glaukonit ist in den Knollen und in der Matrix dieselbe. 1a: Gleich wie 1, aber bedeutend weniger Quarz- und Glaukonit-Detritus (z. B. Buchserberg)
2. *Sandreiche Fazies* (vor allem im nördlichen Bereich): Homogener, Glaukonit-führender, mittel-bis grobkörniger Sandstein; Kalk tritt als Hauptbestandteil zurück, Kalkknollen fehlen.

Typusprofil: GANZ (1912, Tafel 6, Profil 50) zeichnet im Profil am Gross-Aubrig eine sandige Sequenz im oberen Teil der Garschella-Formation ein, welche er als «Aubrigfazies» bezeichnet. Im Text fehlt eine Beschreibung dieses Profils. Eine allgemeine Beschreibung der «Aubrigschicht» findet sich auf Seite 147 in GANZ (1912).

Para-Typusprofil: Da am Typusprofil vor allem die sandige Fazies der Aubrig-Schichten vorliegt, wird das Garschella-Typusprofil (mit Knollenfazies) als Para-Typusprofil der Aubrig-Schichten gewählt (Fig. 5a; Beschreibung siehe OUWEHAND (in Vorb.)).

Alter: Das Alter der Aubrig-Schichten kann einmal durch die Fauna der liegenden Wannenalp-Schicht (*inflatum*-Zone) und hangenden Kamm-Schicht (*dispar*-Zone und frühes Cenomanian) eingegabelt werden. Zudem tritt im oberen Teil einzelner Profile *Rotalipora appeninica* (RENZ) auf. Die Aubrig-Schichten wurden demzufolge an der Wende *inflatum/dispar*-Zone abgelagert.

Vorkommen: Die Aubrig-Schichten kommen vom Infrahelvetikum bis in die südliche helvetischen Einheiten vor (Nordteil des südlichen Bereiches). Im mittleren und südlichen Teil der Vorarlberger Säntis-Decke, sowie im Ultrahelvetikum fehlen sie.

3.3.10 Kamm-Schicht

Wichtigste Literaturzitate:

- 1840 Turrilitenschicht – ARN. ESCHER, Tagebuch
- 1896 Bergerischichten – BURCKHARDT, S. 83
- 1905 Bergeri-Schichten – ALB. HEIM, S. 24
- 1905 Turrilitenschicht – ARN. HEIM, S. 328, 330
- 1909 Couches à Turrilites Bergeri – ARN. HEIM, S. 116
- 1910 Turrilitenschicht (und Überturrilitenschicht) – HEIM, S. 215.
- 1910 Cenomane Diskontinuität – ARN. HEIM, S. 208, 215
- 1910a Turriliten- oder Bergerischichten – ARN. HEIM, S. 33
- 1910 Turrilitenschicht – TOLWINSKI, S. 23
- 1912 Turrilitenschicht (und Über-Turrilitenschicht) – GANZ, S. 6
- 1912 Turrilitenschicht – BLUMENTHAL, S. 34
- 1933 Turrilitenschicht – OBERHOLZER, S. 358
- *1934 Kammschicht – HEIM & SEITZ, S. 270
- 1937 Turrilitenschicht – BRÜCKNER, S. 131
- 1936? Grünsandiger Kalk – SCHAUB, S. 368
- 1944 Turrilitenschicht – TRÜMPY, S. 147
- 1944 Turrilitenschicht – BOLLI, S. 306
- 1961 Turrilitenschicht – HANTKE, S. 51 ff.
- 1962 pp. Turrilitenschicht – HERB, S. 25
- 1978 pp. Turrilitenschicht – KORNER, S. 5, 19

Bemerkungen: Als Kamm-Schicht wird eine Phosphoritknollen-führende Schicht zwischen den Aubrig-Schichten und dem Seewer Kalk bezeichnet. Die Stromatolithenlage (Cenomane Diskontinuität (HEIM 1910)) an der Obergrenze der Aubrig-Schichten im Churfürsten-Gebiet wird als Äquivalent der Kamm-Schicht betrachtet (OUWEHAND in Vorb.). Ein kontinuierlicher Übergang aus den Aubrig-Schichten in den Seewer Kalk ohne Phosphoritlage oder Stromatolithen (entspricht z. T. der «Überturriliten-Schicht» von ARN. HEIM 1910) sollte nicht als Kamm-Schicht bezeichnet werden.

Der Name dieses Schichtgliedes stammt vom Neuenalpkamm (Säntis-Westende). HEIM in HEIM & SEITZ (1934) macht eine Anspielung: «die Kammschicht = der Kamm, das Dach des Gault». Der Begriff «Turrilitenschicht» wird fallengelassen, da Turriliten nicht nur für diese Einheit charakteristisch sind und Fossilnamen in Schichtbezeichnungen unerwünscht sind.

Definition: Als Kamm-Schicht, die über den Aubrig-Schichten folgt und in die Seewer Kalk-Formation übergeht, wird ein bis zu 2 m mächtiger, kondensierter, fossilreicher, phosphorit- und/oder stromatolithenführender Horizont bezeichnet. Charakteristisch ist der nach oben abnehmende Glaukonit- und Quarzgehalt. Die Grundmasse besteht in der Regel aus einem Biomikrosporit (unten) bis zu einem Seewer Kalk-artigen Mikrit (oben).

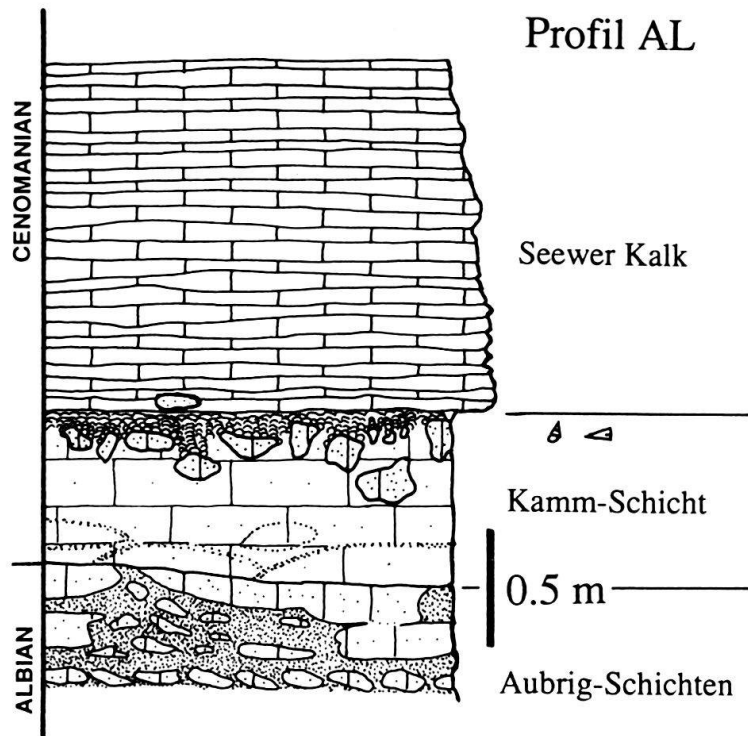


Fig. 10. Referenzprofil Kamm-Schicht (Profil AL mit Stromatolithen)
(AL: 738.250/225.475/1660 m).

Typusprofil: Das Typusprofil befindet sich am Neuenalpkamm (737.150/229.900) und wurde von ARN. HEIM (1905, Beschreibung S. 330, Abb. S. 345, 372, 373) bearbeitet. HEIM & SEITZ (1934) schlagen dieses Profil bei ihrer Bearbeitung der «mittleren» Kreide des Voralberg als Typusprofil vor.

Referenzprofil: Das Profil Platten am Nordabhang der Churfirsten (OUWEHAND in Vorb., Profil AL, 738, 250/ 225, 475, 1660 m) kann wegen des Vorkommens von Stromatolithen als ausserordentlich eindrückliches Profil genannt werden (Fig. 10). An einem N-S verlaufenden Bruch, an dem der W-Teil gehoben wurde, kann die Stromatolithenlage auf einer Länge von ca. 300 m gut beobachtet werden.

Alter: Die Ammonitenfunde aus der Kamm-Schicht (*Turrilites*, *Stoliczkaia*, *Mantelliceras*) weisen auf das späteste Albian (*dispar*-Zone) und das frühe Cenomanian hin. In der Grundmasse tritt eine Mikrofauna aus der *appenninica*- und *brotzeni*-Zone, stellenweise *reicheli*-Zone auf (*Rotalipora appenninica* (RENZ), *R. ex. gr. appenninica* (RENZ), *R. micheli* (SAGAL & DEBOURLE), *R. reicheli* MORNOD, *R. montsalvensis* MORNOD).

Verbreitung: Die Kamm-Schicht liegt im nördlichen und mittleren Bereich fossilführend vor. Gegen Süden wird sie allmählich fossilärmer und stellenweise durch eine Stromatolithenlage ersetzt. Im südlichsten Helvetikum gehen die Aubrig-Schichten ohne Kamm-Schicht direkt in den Seewer Kalk über.

3.3.11 Rankweiler Schichten

Wichtigste Literaturzitate:

- 1925 Knollenschichten und Fossilzug – SCHAAD, S. 16
1925 Brisibrecce – SAX, S. 15, 25, 26

- 1925 Durschlägiffossilschichten – SAX, S. 24
 1925 Knollenschichten – SAX, S. 25
 1934 pp. Brisi-Sandstein – HEIM & SEITZ, S. 238, 240, 241
 1934 pp. Twirrenschichten – HEIM & SEITZ, S. 239
 1934 pp. Aubrigschichten – HEIM & SEITZ, S. 233, 235

Bemerkungen: Die Rankweiler Schichten stellen ein zeitliches, südliches Äquivalent des gesamten Selun-Members dar.

Sedimentologisch gesehen handelt es sich um Füllungen in Erosionsrinnen, die einige 100 m breit, bis sieben km lang und bis 25 m tief sind. Die Rinnen enden distal in mehreren km grossen, sich teilweise seitlich überlappenden Schutfächern (Freschen-Schichten). Diese Interpretation wird durch die heterogenen Sedimente, welche lateral rasch ihre Mächtigkeit und Zusammensetzung ändern, durch erosive Basiskontakte (teilweise mit Fließmarken), durch Gradierungen und Basiskonglomerate, sowie durch das Vorkommen von turbiditischen Abfolgen belegt (FÖLLMI 1986). Die Rankweiler Schichten schliessen südlich an die Vorkommen der Klauser Schichten an. Die Sedimentation der Klauser Schichten setzt allerdings schon an der Wende untere/obere *tardefurcata*-Zone aus, während die Rankweiler Schichten während des gesamten Albian persistieren. Dementsprechend werden die Klauser Schichten von Niederi-Schichten oder von der Plattenwald-Schicht überlagert, die Rankweiler Schichten hingegen von Schichten des Seewer Kalkes.

Definition: Lithologisch können die Rankweiler Schichten als ein mehrere Meter (max. 15 m) mächtiger Glaukonitsandstein definiert werden, welcher einen stark schwankenden Gehalt an mm- bis dm-grossen Lithoklasten aus «exotischen» Sedimenten aufweist. Abschnittsweise sind kalkdominierte Abfolgen im Glaukonitsandstein enthalten.

Die Extraklasten der Rankweiler Schichten bestehen aus Komponenten eines Biodetrituskalkes (= Brisi-Kalk), eines Biopelsparitkalkes (= Schrattenkalk), sowie eines fossilarmen Mikrites. Weit verbreitet sind Phosphoritknollen, sowie bis zu mm-grosse, buntgefärbte Quarzkörner. Im distalen Bereich können dm-grosse Komponenten aus einem feinkörnigen, tonigen Glaukonitsandstein (entspricht der Lithologie der Gamser Schichten) vorkommen.

Obwohl die Lithologien heterogen sind, bilden die Rankweiler Schichten in der Regel eine im Feld gut abtrennbare Sequenz. In den nördlichen, proximalen Vorkommen lagern die Rankweiler Schichten mit scharfer Erosionsgrenze auf Gamser Schichten, im mittleren Bereich z. T. auf Drusberg-Schichten. Im distalen Bereich (südlich des Rankweiler Abhangs) gehen sie in die Freschen-Schichten über. In allen Aufschlüssen werden die Rankweiler Schichten von Schichten des Seewer Kalkes überlagert.

Typusprofil: Das Typusprofil befindet sich in Rankweil, beim Austritt des Frutzbaches in die Rheinebene, südlich der Strassenbrücke (Voralberg, CH-Koord. 767.950/238.440/ca. 500) (Fig. 11).

Beschreibungen des Profiles kommen bei SCHAAD (1925, S. 16) und HEIM & SEITZ (1934, S. 232–234, Abb. 26), sowie in FÖLLMI (1986, Profil IY) vor.

Die Rankweiler Schichten weisen im Typusprofil basal eine Fauna aus der *jacobi*-Zone (spätestes Aptian) auf. Zuerst ist eine Mikrofauna vorhanden, die bereits auf die *appenninica*-Zone (spätestes Albian) hinweist.

Referenzprofile: Gute Referenzprofile sind an der Forststrasse, NE Dafins (CH-Koord. 770.250/240.800/ca. 750), südlich der Obersehren-Alp (CH-Koord. 780.450–

780.500/248.000–248.070/ca. 1640–1650), sowie bei der Binnel-Alp (CH-Koord. 777.100/243.630/ca. 1510) vorhanden (alle in Vorarlberg, Profile HD, GV, KH in FÖLLMI 1986).

Alter: Die ältesten, in den Rankweiler Schichten vorkommenden Ammoniten wurden im Typusprofil gefunden. Sie deuten auf die *jacobi*-Zone hin. Im Profil an der Forststrasse NE Dafins (Profil HD in FÖLLMI 1986) wurden in kalkigen Einschaltungen in den Rankweiler Schichten *Birostrina* aus der *concentricus*-Gruppe, sowie – zuoberst – *Birostrina sulcata* (PARKINSON) gefunden; die letztgenannte Art ist eine Leitform für den frühen Abschnitt der *inflatum*-Zone. *Rotalipora appenninica* (RENZ) konnte in vielen Profilen nachgewiesen werden. Mit dieser Form ist die *appenninica*-Zone (spätestes Albian, cenomane Leitformen fehlen) gegeben. Das Alter der Rankweiler Schichten reicht damit vom spätesten Aptian bis ins späteste Albian.

Vorkommen: Bis jetzt sind die Rankweiler Schichten nur aus dem südlichen Teil der Vorarlberger Säntis-Decke nachgewiesen. Beschreibungen, die auf Vorkommen ausserhalb Vorarlberg hindeuten, fehlen.

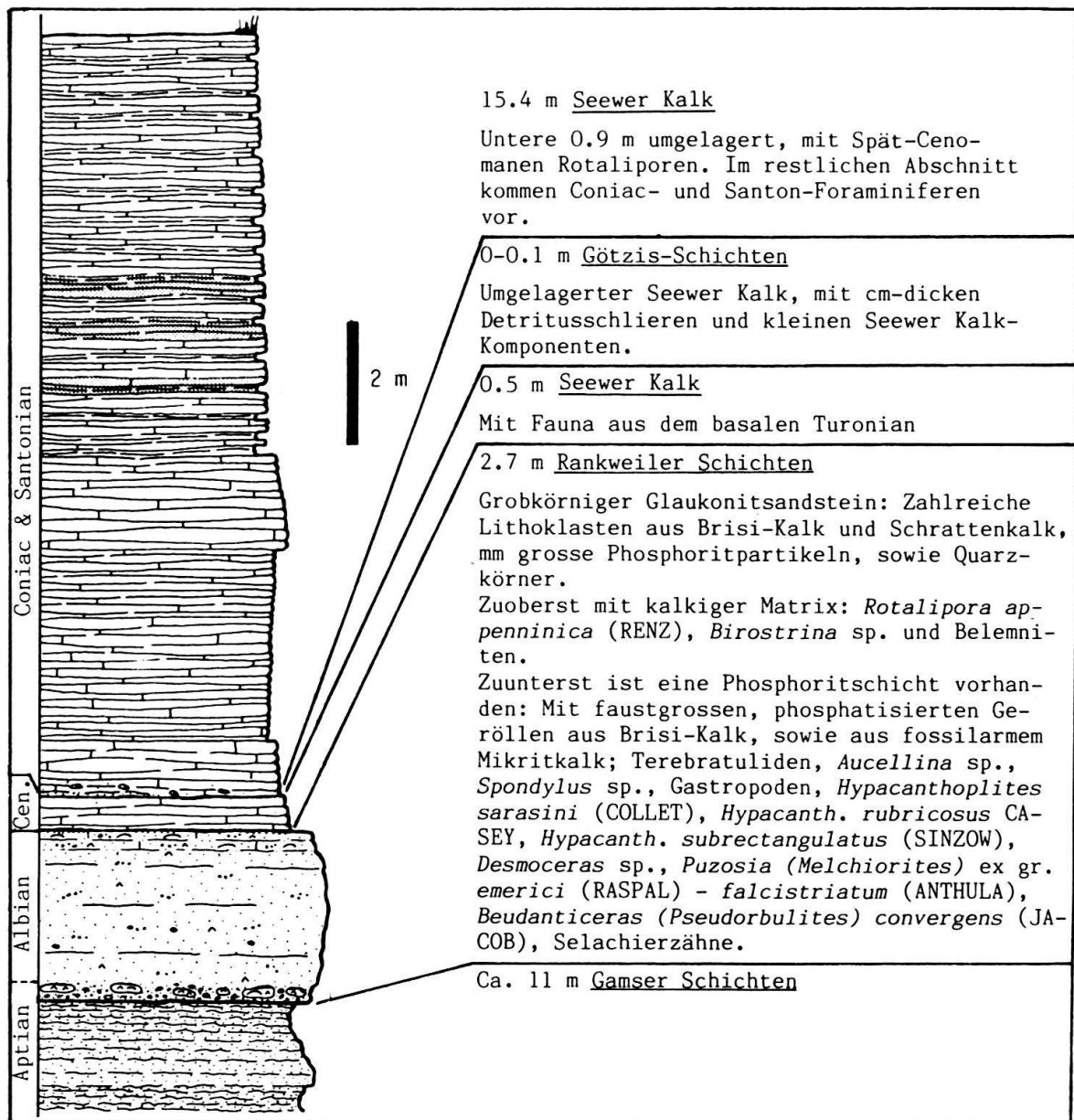


Fig. 11. Typusprofil Rankweiler Schichten (IY: 767.950/238.440/ca. 500 m).

3.4 Freschen-Member

Das Freschen-Member ist auf das südlichste Vorarlberger Helvetikum und Ultrahelvetikum der Hohen Kugel beschränkt. Es werden zwei Schichtglieder ausgeschieden: Die Hochkugel- und Freschen-Schichten. Während die Hochkugel-Schichten auf das Ultrahelvetikum begrenzt sind, und ein vermutetes Spät-Aptian-Alter aufweisen, kommen die Freschen-Schichten in beiden tektonischen Einheiten vor; im Südhelvetikum umfassen sie das Spät-Aptian bis Spät-Albian, im Ultrahelvetikum weisen sie Albian-Alter auf.

3.4.1 Hochkugel-Schichten

Wichtigste Literaturzitate:

- 1926 pp. Drusbergschichten – MEESMANN, S. 85
 1934 pp. Drusbergschichten – HEIM & SEITZ, S. 245
 *1953 Hochkugelschichten – OBERHAUSER, S. 178
 1958 Hochkugelschichten – OBERHAUSER, S. 124

Bemerkung: Die Hochkugel-Schichten stellen das «ultrahelvetische» Äquivalent des unteren Teils der südhelvetischen Freschen-Schichten dar. Eine Übergangsfazies zwischen dem unteren Teil der südhelvetischen Freschen-Schichten und den Hochkugel-Schichten ist im Profil an der Strasse Au-Damüls (Profil LQ in FÖLLMI 1986) vorhanden (Kap. 3.4.2).

Definition: Als Hochkugel-Schichten werden gutgebankte, hellgraue und feinkörnige Kalke, die mit dunkeln, mergeligen Tonschiefern wechsellagern, definiert. Die maximale Mächtigkeit beträgt 15 m. Die Kalkbänke sind durchschnittlich 0,2–0,4 m (max. 0,8 m) mächtig. Die Hochkugel-Schichten lagern mit tektonischem Kontakt auf oberkretazischen/alttertiären Leimern-Schichten. Oben ist ein rascher Übergang oder eine scharfe Grenze zu den Freschen-Schichten beobachtbar.

Im Dünnschliff ist ein mikritischer bis mikrosparitischer Kalk erkennbar, in welchem Schwammnadeln, Radiolarien, benthonische Foraminiferen und Hedbergellen vorkommen. Die Fossilien sind infolge der diagenetischen Überprägung sehr oft schlecht erhalten. Die mergeligen Tonschiefer enthalten zahlreiche Hedbergellen sowie akzessorisch Quarz und Glaukonit (max. 0,05 mm).

Typusprofil: Das Typusprofil befindet sich SE des Wanderweges von Maiensäss-Alp zur Hohen Kugel (Vorarlberg, CH-Koord. 771.800/244.820/ca. 1520; Fig. 12; Profil MQ in FÖLLMI 1986).

Referenzprofil: Als Referenzprofil wird das Profil an der Strasse von Fraxern zur Staffel-Alp, SW der Hohen Kugel gewählt (CH-Koord. 771.870/244.250/ca. 1420, Profil MO in FÖLLMI 1986).

Alter: Das Alter der Hochkugel-Schichten ist sehr wahrscheinlich spätaptisch. Dies geht aus folgenden Beobachtungen hervor: Die Fazies der Hochkugel-Schichten geht aus dem unteren, spätaptischen Teil der südhelvetischen Freschen-Schichten hervor. Sowohl die Hochkugel-Schichten, als auch der untere Teil der Freschen-Schichten werden von Freschen-Schichten überlagert, die Birostrinenprismen führen. *Birostrina* deutet auf Grund von Vergleichen mit nordhelvetischen Vorkommen auf Albian hin (Kap. 3.4.2). Die Karbonatfazies der Hochkugel-Schichten lässt sich mit den Karbonatbänken der Gamser-Schichten und des Brisi-Sandsteins vergleichen: Es liegt jeweils ein mikritischer

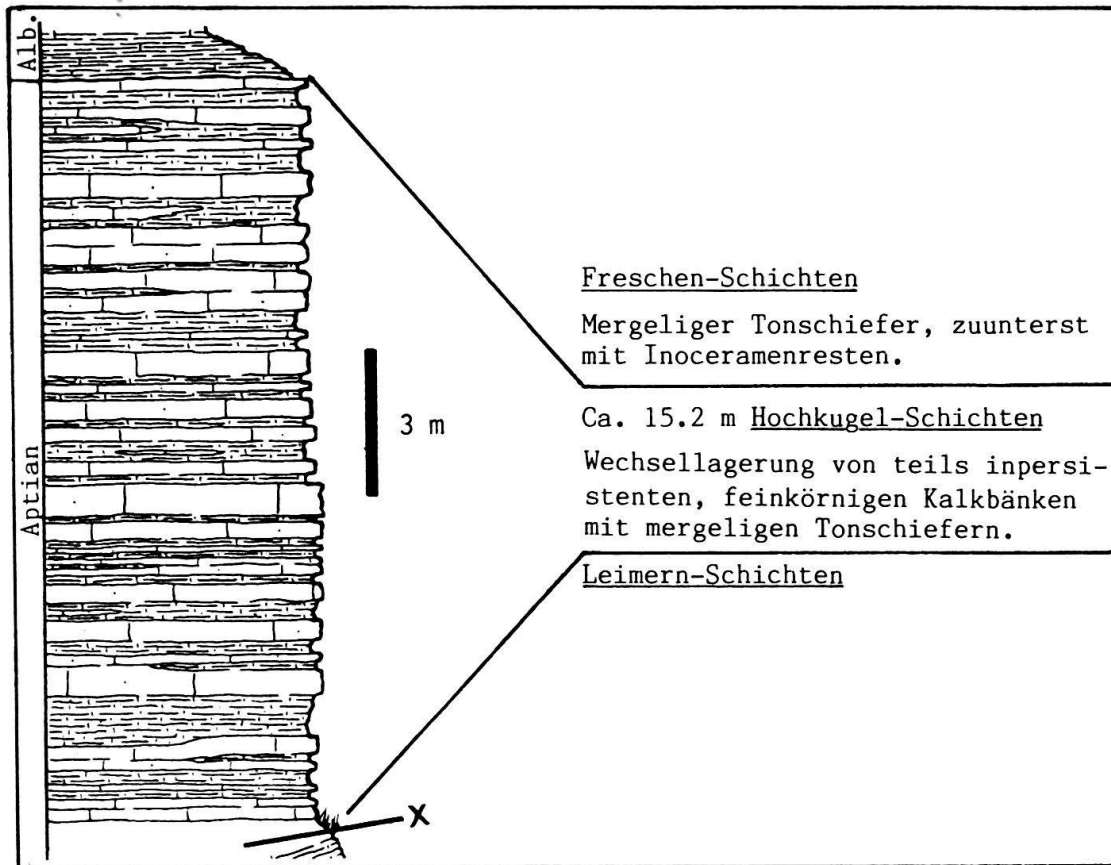


Fig. 12. Typusprofil Hochkugel-Schichten
(MQ: 771.800/244.820/ca. 1520 m).

bis mikrosparitischer Kalk vor, in dem Schwammnadeln, Radiolarien, Hedbergellen, sowie wenige benthonische Foraminiferen enthalten sind. BETTENSTAEDT (in OBERHAUSER 1953, S. 178) stuft die Hochkugel-Schichten anhand einer von ihm bestimmten Mikrofauna ins Aptian/Früh-Albian ein.

Vorkommen: Die Hochkugel-Schichten sind bis heute nur aus dem Ultrahelvetikum der Hohen Kugel (Vorarlberg) bekannt.

3.4.2 Freschen-Schichten

Wichtigste Literaturzitate:

- 1925 Gargasien – SCHAAD, S. 14
- 1925 pp. Brisandstein – SCHAAD, S. 16
- 1934 Freschengault (Argenfacies) – HEIM & SEITZ, S. 237, 242, 243, 244
- *1934 Freschenschichten – HEIM & SEITZ, S. 250
- 1934 pp. Brisandstein – HEIM & SEITZ, S. 236
- 1953 Freschenschichten – OBERHAUSER, S. 179
- 1958 Freschenschichten – OBERHAUSER, S. 124
- 1979 Freschen-Schichten – FELBER & WYSSLING, S. 699, 706
- 1979 Brisi-Sandstein – FELBER & WYSSLING, S. 697, 699
- 1979 Gamser Schichten – FELBER & WYSSLING, S. 697, 699

Bemerkung: ARN. HEIM (in HEIM & SEITZ 1934, S. 250) definiert die Freschen-Schichten als «vorwiegend mächtige schwarze Schiefer... mit an Kieselkalk erinnernden ebenen Kalkbänken.» In den Freschen-Schichten enthaltene Sandsteinbänke bezeichnet HEIM

wahlweise als Brisi-Sandstein oder Gamser Schichten (vgl. auch SCHAAD 1925, S. 16; FELBER & WYSSLING 1979, S. 697–700). Diese grobdetritischen Sandsteinbänke haben allerdings mit jenen Schichten, die auf einen nördlicheren Faziesraum begrenzt sind, nur die Gesteinszusammensetzung gemeinsam. Die Einlagerungen in den Tonschiefern der Freschen-Schichten und die Sedimentstrukturen (scharfe, erosive Untergrenze, Gradierungen, Turbiditsequenzen) weisen auf eine Ablagerung in Schuttfächern im Sedimentationsraum der Freschen-Schichten hin (FÖLLMI 1986). Deshalb werden die grobdetritischen Sedimente in die Definition der Freschen-Schichten mit einbezogen.

Definition: Als Freschen-Schichten definieren wir eine Abfolge aus dunklen, sandarmen und mergeligen Tonschiefern, die im südlichsten helvetischen Faziesbereich und im Ultrahelvetikum vorkommen. Im proximalen Faziesbereich treten innerhalb der Tonschiefer grobdetritische Sandstein- und Kalkbänke auf.

Die Freschen-Schichten lagern auf der Drusberg-, bzw. Mittagspitz-Fm (manchmal mit einer lokalen, erosionsbedingten Diskordanz), oder auf Hochkugel-Schichten. Das Hangende bildet Seewer Kalk oder – erosionsbedingt – jüngere Schichten (z. B. Leimern-Schichten, FELBER & WYSSLING 1979).

Typusprofil: Das Typusprofil befindet sich ca. 400 m ESE des Hohen Freschen-Gipfels (Vorarlberg), über einem tiefen Abhang aus Drusberg-Schichten (Fig. 13, CH-Koord. 777.600/241.620/ca. 1900; Profil KN FÖLLMI 1986). In HEIM & SEITZ (1934, S. 236, 237) ist eine erste Beschreibung des Profils gegeben.

Die Analyse der Dünnschliffe ergab, dass der obere Teil der Freschen-Schichten, die u. a. durch das Vorkommen von Birostrinenresten charakterisiert sind (= Albian, vgl. Abschnitt Alter der Freschen-Schichten) im Typusprofil fehlen.

Referenzprofile: Gute Referenzprofile sind ca. 100 m westlich des Sünser Kopf (CH-Koord. 781.900/241.850/ca. 2010), an der Strasse von Au nach Damüls (CH-Koord. 798.250/242.200/ca. 1080), sowie am Fussweg von der Staffel-Alp zur Hohen Kugel-Alp (= Ultrahelvetikum; CH-Koord. 772.500/244.730/ca. 1500 m) vorhanden (alle im Vorarlberg; Profile LN, LQ und ML, FÖLLMI 1986).

Alter: Im Südhelvetikum ist eine Zweiteilung der Freschen-Schichten möglich: der untere Teil führt Sandsteinbänke mit Sediment, das aus dem Ablagerungsraum der Gamser Schichten und des Brisi-Sandsteins stammt (FÖLLMI 1986). Dieser Abschnitt dürfte noch dem Spät-Aptian angehören.

Der obere Teil weist lokale Einschaltungen von grobdetritischen Sedimenten auf, welche als distale Ausläufer der Rankweiler Schichten betrachtet werden können. Zusätzlich sind Reste von Birostrinen weit verbreitet (lokal bis 50% des Sediments bildend!). Da Birostrinen im nordhelvetischen Raum erst ab der Wende untere/obere *tardefurcata*-Zone vorkommen (vorher wird ihre ökologische Nische von Aucellinen besetzt, FÖLLMI 1986), kann für den oberen Teil der Freschen-Schichten ein Albian-Alter angenommen werden. Diese Annahme wird untermauert durch die ältesten Foraminiferen an der Basis der überliegenden Seewer Kalk-Fm (*Rotalipora appenninica* (RENZ)): Sie deuten auf die *appenninica*-Zone hin (z. B. in den Referenzprofilen an der Strasse von Au nach Damüls, oder bei der Hohen Kugel).

Im Ultrahelvetikum wird der untere Teil der Freschen-Schichten durch die Fazies der Hochkugel-Schichten ersetzt.

Vorkommen: Die Freschen-Schichten kommen im südlichsten Teil der Vorarlberger Säntis-Decke, sowie im Ultrahelvetikum vor.

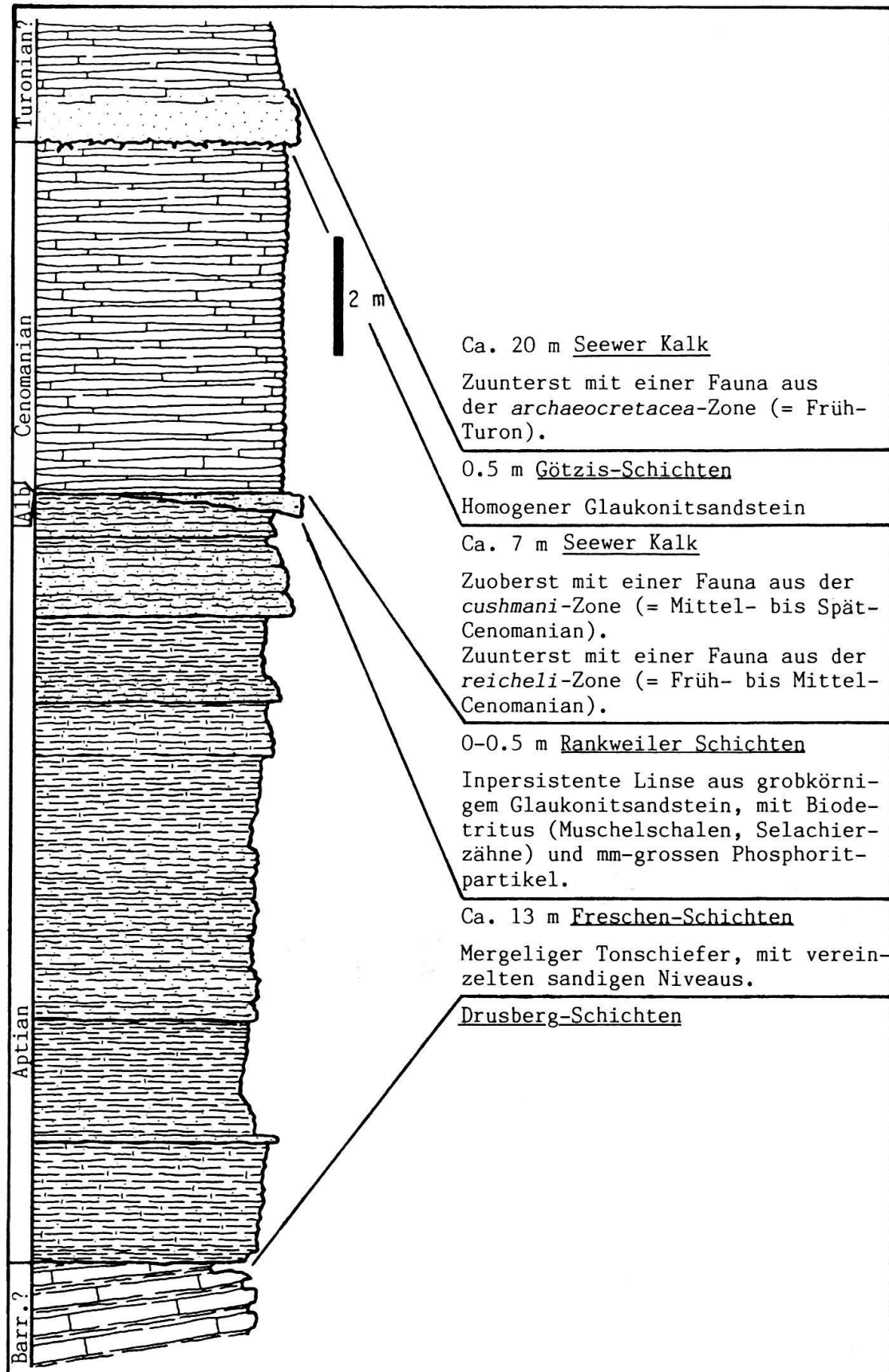


Fig. 13. Typusprofil Freschen-Schichten
(KN: 777.600/241.620/ca. 1900 m).

4. Seewer Kalk

Die Götzis-Schichten werden in dieser Arbeit als neues Schichtglied der noch zu definierenden Seewer Kalk-Formation eingeführt.

4.1. Götzis-Schichten

Wichtigste Literaturzitate:

- 1905 Seewergrünsand – BLUMER, S. 526–529
- 1925 Seewergrünsand – MEESMANN, S. 24–26
- 1925 Seewergrünsand – SCHAAD, S. 23
- 1925 Knollenschichten – SCHAAD, S. 15
- 1926 Seewergrünsand – VON MERHART, S. 20
- 1934 Seewergrünsand – HEIM & SEITZ, S. 204, 208, 220, 222, 236, 248, 249
- 1934 Fugenschicht – HEIM & SEITZ, S. 200, 218, 219, 223, 224, 225, 233, 270, 271
- 1934 pp. Kammschicht – HEIM & SEITZ, S. 200, 201
- 1934 pp. Aubrig-Knollenschichten – HEIM & SEITZ, S. 208
- 1934 Konglomeratische Seewerkalkfazies – FICHTER, S. 55, 58, 76–78, 80, 83
- 1944 Konglomeratischer Seewerkalk – BOLLI, S. 311–313
- 1948 Konglomeratische Seewerkalkfazies – BENTZ, S. 16, 17
- 1958 Seewer greensand – ARN. HEIM, S. 644, 645
- 1964 Mergel mit Albgrünsandstein-Brocken (Turon) – ALEXANDER et. al., S. 392
- 1979 Fugenschicht – FELBER & WYSSLING, S. 706
- 1981 Seewer Grünsand – FÖLLMI, S. 175
- 1983 Seewer Grünsand – KELLER, S. 94

Bemerkungen: Die Götzis-Schichten gaben bisher – vor allem wenn sie direkt über der Garschella-Fm folgen – Anlass zu Verwechslungen mit Schichten der Garschella-Fm (vgl. obenstehende Liste).

Die Götzis-Schichten zeigen insofern eine gewisse Verwandtschaft mit der Garschella-Fm auf, als das Sediment der Götzis-Schichten zu einem grösseren Teil aus der Garschella-Fm aufgearbeitet wurde: Dies geht aus dem Charakter der Extraklasten hervor. Oft kann direkt gesagt werden, aus welchen Schichten der Garschella-Fm das umgelagerte Material stammt.

Definition: Als Götzis-Schichten werden Sedimenteinschaltungen an der Basis, innerhalb oder an der Obergrenze des Seewer Kalkes bezeichnet, die einen sichtbaren Anteil an Seewer Kalk-«fremden» Komponenten führen (Glaukonit und Quarz, biogenem Detritus und Ton), welche in Form von Einzelkörnern, Lithoklasten oder Phacoiden auftreten. Die Götzis-Schichten können auch anstelle des Seewer Kalkes vorkommen. Eine heterogene Lithologie ist charakteristisch für proximale Anteile der Götzis-Schichten: Neben Glaukonit- und Quarzpartikeln, die schlierenartig im Seewer Kalk angereichert sind, kommen cm- bis dm grosse Gerölle aus Glaukonitsandstein, sowie bis m grosse Phacoide aus Seewer Kalk vor. «Slump»-Strukturen treten häufig auf. Dieser Faziestypus der Götzis-Schichten (= «konglomeratischer Seewer Kalk» von FICHTER 1934 und BOLLI 1944) liegt in der Regel direkt auf der Garschella-Fm.

Distale Anteile der Götzis-Schichten bestehen aus geringmächtigen Glaukonitsandsteinen, ohne gröbere Lithoklasten. Dieser Faziestypus tritt in der Regel innerhalb des Seewer Kalkes auf (= «Seewer Grünsand» von BLUMER 1905).

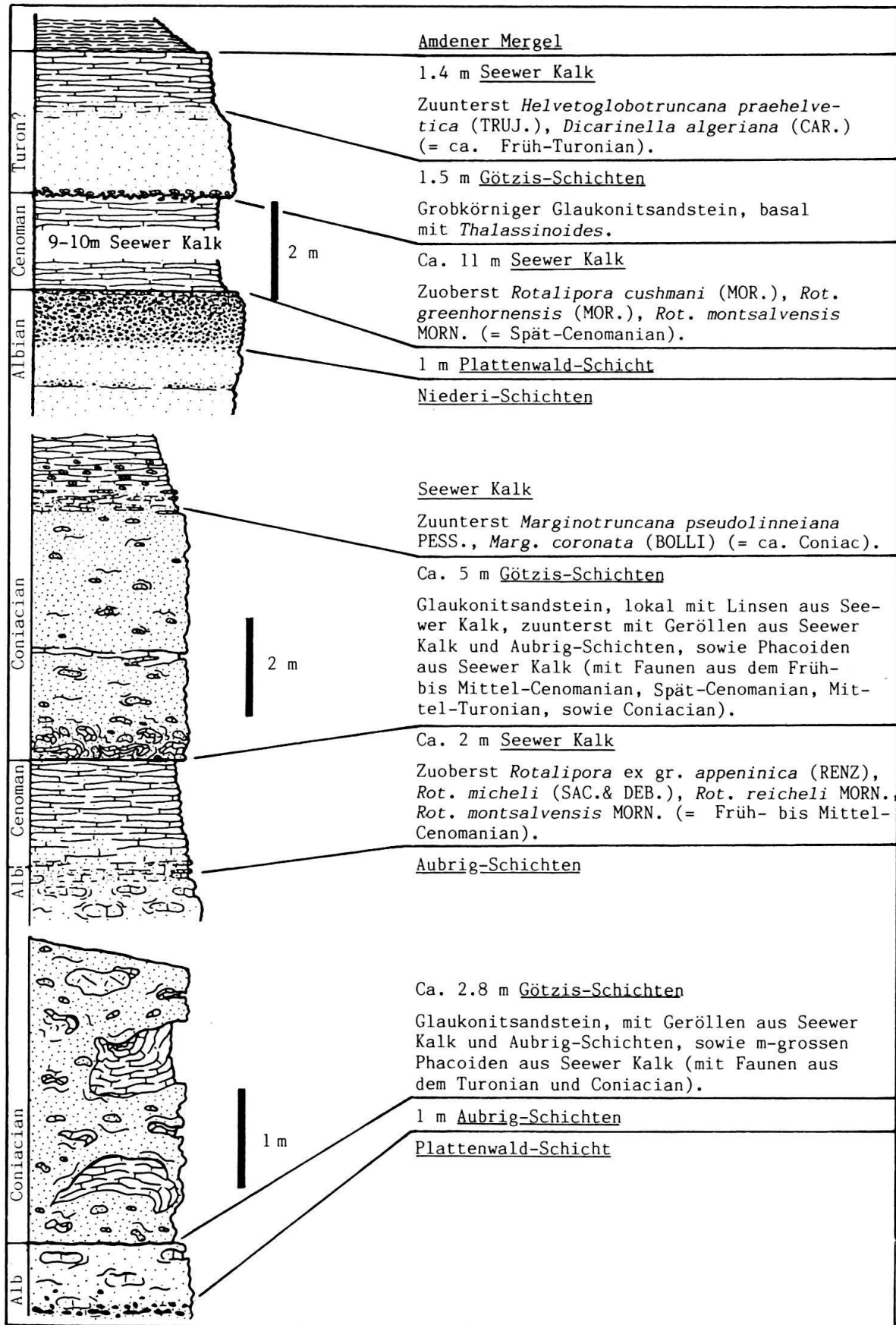


Fig. 14. Typus- und Referenzprofile der Götzis-Schichten

(DL: 767.850/244.400/ca. 525 m, AF: 777.750/247.600/ca. 570 m, AY: 777.800/250.650/ca. 730 m).

Sedimente aus Glaukonitsandstein mit Schrattenkalk-Brekzien, die lokal über der Garschella-Fm auftreten (Profil CL, am Rudachbach und Profil HN, NW Hangspitz in FÖLLMI 1986) werden ebenfalls zu den Götzis-Schichten gerechnet.

Die Untergrenze zum liegenden Seewer Kalk, zu den Schichtgliedern der Garschella-Fm oder älteren Formationen ist erosiv. Die Obergrenze zum hangenden Seewer Kalk ist meist als Übergangszone ausgebildet. Falls der überliegende Seewer Kalk fehlt und jüngere Formationen über den Götzis-Schichten liegen, ist auch die Obergrenze scharf.

Typusprofil: Das Typusprofil der Götzis-Schichten befindet sich in der Örfla-Schlucht, E Götzis (Vorarlberg, CH-Koord. 767.850/244.400/ca. 525; Fig. 14, FÖLLMI 1986, Profil DL).

Referenzprofile: Als Referenzprofile wurden ein Profil östlich von Hohenems (S-Ufer Finsternaubach, E verlassener Steinbruch; Vorarlberg, CH-Koord. 777.750/247.600/ca. 570, Fig. 14; FÖLLMI 1981, S. 178, 179, 1986, Profil AY), sowie ein Profil am Müselbach gewählt (ca. 300 m E Kobel Ache, Vorarlberg, Koord. 777.800/250.650/ca. 730, vgl. Fig. 14; FÖLLMI 1981, S. 178, 179; 1986, Profil AF).

Alter: Die Resedimente der Götzis-Schichten gehen auf mehrere Erosions- und Umlagerungsphasen zurück. Eine erste wichtige Phase kann in das frühe Turonian (*archeocretacea-Zone*) datiert werden, während eine zweite im späten Turonian (*sigali-Zone*) bis Coniacian stattfand. Die Datierungen der verschiedenen Phasen ist nicht einfach, da die basale Fauna des über den Götzis-Schichten liegenden Seewer Kalkes oft auch aufgearbeitet sind und an der Basis der Götzis-Schichten eine erosionsbedingte Schichtlücke auftritt. Immerhin geben die aufgearbeiteten Resedimente des liegenden Seewer Kalkes in den Götzis-Schichten ein Maximalalter an (FÖLLMI 1981, 1986).

Vorkommen: Die Götzis-Schichten wurden bis jetzt aus der Hohenemser Decke und der gesamten Vorarlberger Säntis-Decke, sowie aus dem Nordteil der südlichen Schweizer Vorkommen beschrieben.

5. Wichtigste Ergebnisse für unsere Untersuchungsgebiete

5.1 Die Garschella-Formation in der Churfürsten-Säntis-Decke der Nordostschweiz (Fig. 3a, b)

Die neuen Untersuchungen erlauben vor allem eine bessere Korrelation der «Albian-Basis» Schichten. So konnte die Twäriberg-Schicht datiert und ihre Verbreitung gesichert werden. In der Region Buchs kann beobachtet werden, wie sich die Klauer Schichten aus der Twäriberg-Schicht entwickeln und wie sich die Durschlägi-Schicht mit der Wannental-Schicht und den dazwischenliegenden Sellamatt-Schichten zur Plattenwald-Schicht vereinigt (Fig. 3a).

Damit sind die meisten von ARN. HEIM mit allerlei Kunstgriffen wie Ammonitenfaunenprovinzen und der vermeintliche Ersatz von «Fluhbrig»- und «Twirrensicht» durch die Nieder-Schichten, erklärten Unregelmässigkeiten, ausgeräumt.

Als interessantes Detail wird auf die Stromatolithenlage in der Kamm-Schicht hingewiesen.

Neu ist auch die Beobachtung von regelmässigen, parallel verlaufenden, mit Glaukonit-Quarz-Sand gefüllten Spaltensystemen im Dach der Schrattenkalk-Formation (OUWEHAND in Vorb., GREBER 1987).

5.2 Die Garschella-Formation und Götzis-Schichten im Vorarlberger Helvetikum und Ultrahelvetikum (Fig. 4a, b)

Das Helvetikum in Vorarlberg besitzt insofern eine spezielle Stellung, als seine südlichen Anteile sehr weit in den südhelvetischen Faziesraum hineingreifen. Dies ermöglicht einerseits eine gute Korrelation mit ebenfalls in Vorarlberg vorhandenen ultrahelvetischen Aufschlüssen an der Hohen Kugel, andererseits kann der Übergang vom Brisi-Member und Selun-Member in das Freschen-Member beobachtet werden: Es treten wiederholt grobdetritische, in Erosionsrinnen und auf Sandfächern abgelagerte Sedimente im proximalen, nördlichen Anteil des Freschen-Members auf, welche aus dem Ablagerungsraum des Selun-Members stammen.

Im Vorarlberger Selun-Member kann eine Phosphatisierungsphase an der Aptian/Albian-Wende nachgewiesen werden, welche mit einer Erosions- und Umlagerungsphase verknüpft ist. Die umgelagerten Sedimente werden als Klauser Schichten bezeichnet (Fig. 3, 4, 6). Die Klauser Schichten setzen sich distal direkt in den Rankweiler Schichten fort.

Ebenso kann jetzt, da die Durschlägi-Schicht in ihrer stratigraphischen Position fixiert ist, ein feinkörniger Glaukonitsandstein im nördlichen Vorarlberger Helvetikum, der unterhalb der Durschlägi- bzw. Plattenwald-Schicht liegt, mit den Nideri-Schichten korreliert werden.

Die Entwicklung der Plattenwald-Schicht kann ebenfalls besser nachvollzogen werden: Im nordwestlichen Teil der Vorarlberger Säntis-Decke beobachtet man den direkten Übergang von der Durschlägi-Schicht, den Sellamatt-Schichten und der Wannenalp-Schicht in die Plattenwald-Schicht (wie auch in der Gegend von Buchs, Fig. 3b).

Schliesslich werden die Götzis-Schichten als Umlagerungsprodukt mehrerer «Events» während der Ablagerung des Seewer Kalkes interpretiert.

6. Sedimentologischer Rahmen

Die Sedimente der Garschella-Fm sind das Ergebnis einer Umbruchphase, in der der helvetische Schelf morphologisch umgestaltet wurde. Ausgehend von der progradierenden Karbonatplattform der Schrattenkalk-Fm im Barremian bis frühestem Aptian wurde bis ins mittlere Cenomanian schrittweise die Bedingungen für die pelagische Sedimentation des Seewer Kalkes erstellt.

Die detaillierte Beschreibung dieser Umgestaltung, sowie ihre genetische Interpretation ist an anderen Orten vorgesehen. Exemplarisch werden einige Aspekte aufgegriffen:

Die Sedimentationsrate der Garschella-Fm (0–5 m/my) ist im Vergleich zur liegenden Schrattenkalk-Fm (ca. 40 m/my) und dem hangenden Seewer Kalk (ca. 15 m/my) viel niedriger, was u. a. in den vielen kondensierten Schichten zum Ausdruck kommt.

Rinnenfüllungen, umgelagerte, sowie angelöste und angebohrte Komponenten, Erosionsflächen, Phosphorit- und Glaukonitanreicherungen sind das Produkt eines wiederholten Wechselspiels von Sedimentation und Aufarbeitung. Das Verteilungsmuster der Sedimente sowie die gebietsweise stärkere Kondensation wird auf das Vorhandensein einer geostrophen E–W gerichteten Strömung zurückgeführt, deren Achse abhängig vom Meeresspiegelstand ihre Position änderte (siehe auch DELAMETTE 1985). Meeresspiegelhe-

bungen fanden an der Wende frühes/spätes Aptian und an der Wende Aptian/Albian statt. Die Letztere hält während des ganzen Albian an und wird im späten Albian verstärkt.

Die Spaltenfüllungen im Dach der Schrattekalk-Fm. und die Götzis-Schichten (Turonian und Coniacian) dokumentieren tektonische Ereignisse.

Verdankungen

Diese Arbeit ist Teil des ETH-Forschungsprojekts: «Der Mesozoische Kontinentalrand in Vorarlberg und in der Ostschweiz».

Wir möchten die Herren Professoren R. Trümpy und H. Rieber, sowie Herrn Dr. H. Funk für die Betreuung herzlich danken. Frau Prof. M. Caron (Fribourg) war uns freundlicherweise bei der Bestimmung der Mikrofauna behilflich. Dank gebührt den Herren Dr. R. Panchaud (Naturhist. Museum Basel) und Dr. K. Weidich (Geol. Inst. München) für die Ausleihe von Belegmaterial. Wir danken allen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, im speziellen: Michel Delamette, Emil Greber, Hansjacob Schächli, Karl Tschanz, Urs Gerber und die Familie Schmelz. Weiter möchten wir Dr. H. Funk, Prof. R. Trümpy, Prof. R. Herb, Prof. A. Matter und M. Delamette für die hilfreiche Kritik bei der Durchsicht der Manuskripte danken.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALEXANDER, K., BLOCH, P., SIGL, W. & ZACHER, W. (1964): Helvetikum und «Ultrahelvetikum» zwischen Bregenzer Ache und Suberache (Vorarlberg). – *Z. deutschen geol. Ges.* 116/2, 390–402.
- ALLEMANN, F. & SCHWIZER, B. (1979): Zur Geologie der Rheintalseite im Fürstentum Liechtenstein. (Exk. D. 19.4.79). – *Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver.* [N. F.] 61, 37–47.
- ANDERSON, I. D. (1986): The Gault Clay – Folkstone Beds junction in West Sussex. Southeast England. – *Proc. Geol. Ass.* 97/1, 45–58.
- ARBENZ, (1905): Geologische Untersuchungen des Fronalpstockgebietes (Kanton Schwyz). – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N. F.] 18.
- BENTZ, F. (1948): Geologie des Sarnersee-Gebietes (Kt. Obwalden). – *Eclogae geol. Helv.* 41/1, 1–77.
- BLASER, R. (1952): Geologie des Fürstentums Liechtenstein. – *Verl. hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein.*
- BLUMENTHAL, M. (1912): Der Calanda. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N. F.] 39.
- BLUMER, E. (1905): Ostende der Säntisgruppe. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N. F.] 16/3.
- BOLLI, H. M. (1944): Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. – *Eclogae geol. Helv.* 37/2, 217–328.
- BOLLINGER, D. (1986): Die Entwicklung des distalen osthelvetischen Schelfs im Barremian und Unter-Aptian. (Drusberg-, Schrattekalk- und Mittagspitz-Formation im Helvetikum von Vorarlberg und Allgäu). – *Diss. Univ. Zürich.*
- BRIEGEL, U. (1972): Geologie der östlichen Alviergruppe unter besonderer Berücksichtigung der Drusberg- und Schrattekalkformation. – *Eclogae geol. Helv.* 65/2, 425–483.
- BRÜCKNER, W. (1937): Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kanton Uri). – *Verh. natf. Ges. Basel* 48, 77–182.
- BURCKHARDT, C. (1896): Monographie der Kreideketten zwischen Klöntal, Sihl und Linth. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N. F.] 5.
- CARON, M. (1985): Cretaceous planktic foraminifera. In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (ed.) *Plankton Stratigraphy.* – Cambridge Univ. Press. 17–86.
- CASEY, R. (1961): The stratigraphical palaeontology of the lower Greensand. – *Palaeontology* 3/4, 487–621.
- CHAROLLAIS, J., DE VILLOUTREYS, O. & DAVAUD, E. (1978): Note préliminaire sur le Gault helvétique des chaînes subalpines septentrionales (Haute Savoie, France). – *Géol. Méditerran.* 5/1, 55–64.
- CONRAD, M. A. & DUCLOZ, C. (1977): Nouvelles observations sur l'Urgonien et le Sidérolithique du Salève. – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 127–142.
- DE QUERVAIN, F. (1931): Sandsteine und Echinodermenbreccien der Gargasienstufe (mittlere Kreide) der helvetischen Kalkvorlpen. – *Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., kl. Mitt.* 1, 1–44.

- DELAMETTE, M. (1982): Recherches sur le Mesocrétacé subalpin entre Annecy et la frontière franco-suisse. – Thèse Univ. Claude Bernard, Lyon No. 1224 (unpubl.).
- (1985): Phosphorites et Paléogéographie: L'exemple des phosphorites du Crétacé moyen delphino-helvétique. – C. R. Acad., Série II, 300, 1025–1028.
- (1986): L'évolution du domaine helvétique, entre Bauges et Morcles, de l'Aptien supérieure au Turonien: Séries condensées, phosphorites et circulation océaniques (Alpes occidentales franco-suisse). – Thèse Univ. Genève.
- DRUSCHTCHITZ, V. & GORBATSCHICK, T. (1979): Zonengliederung der unteren Kreide der südlichen UDSSR nach Ammoniten und Foraminiferen. in: WIEDMANN, J. (ed.): Aspekte der Kreide Europas. – IUGS, Ser. A, 6, 107–116.
- ESCHER V. D. LINTH, A. (1840): Tagebuch Notizen, dep. ETH Zürich.
- (1853): Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. – N. Denkschr. allg. Schweiz. Ges. 13.
- (1878): Geologische Beschreibung der Sentis Gruppe. – Beitr. geol. Karte Schweiz 13.
- ESPINE, A. & FAVRE, E. (1865): Observations géologiques et paléontologiques sur quelques parties des alpes de la Savoie et du Canton de Schwytz. – Imp. Jules Guillaume Fick, Genève.
- FELBER, P. & WYSSLING, G. (1979): Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Bregenzerwald (Vorarlberg). – Eclogae geol. Helv. 72/3, 673–714.
- FICHTER, H. J. (1934): Geologie der Bauen-Brisen-Kette. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 69.
- FÖLLMI, K. B. (1981): Sedimentäre Hinweise auf oberkretazische Tektonik im Vorarlberger Helvetikum. – Eclogae geol. Helv. 74/1, 175–187.
- (1986): Die Garschella- und Seewer Kalk-Formation (Aptian-Santonian) im Vorarlberger Helvetikum und Ultrahelvetikum. – Diss. ETH Zürich.
- FROMMELT, A. (1934): Steinbruch Limseneck, Ruggell. – Jhb. hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein 34, 19–32.
- FUNK, H. (1985): Mesozoische Subsidenzgeschichte im Helvetischen Schelf der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. 78/2, 249–272.
- FURRER, H. (1939): Geologische Untersuchungen in der Wildstrubelgruppe, Berner Oberland. – Mitt. natf. Ges. Bern 1938, 35–167.
- GANZ, E. (1912): Stratigraphie der mittleren Kreide (Gargasien, Albi) der oberen helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen. – Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 47.
- GEBHARD, G. (1983): Stratigraphische Kondensation am Beispiel mittelkretazischer Vorkommen im perialpinen Raum. – Diss. Univ. Tübingen.
- (1985): Kondensiertes Apt und Alb im Helvetikum (Allgäu und Vorarlberg) – Biostratigraphie und Fauneninhalt. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdw. Komm. 7, 271–286.
- GREBER, E. (1987): Die Geologie der mittleren Churfürsten unter spezieller Berücksichtigung von mittelkretazischen Spaltensystemen. – Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich.
- HANTKE, R. (1961): Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 106, 1–210.
- HARLAND, W. B., COX, A., LLEWELLYN, P. G., PICKTON, C. A. G., SMITH, A. G. & WALTERS, R. (1982): A geologic time scale. – Cambridge Univ. Press.
- HEIM, ALB. (1905): Das Säntisgebirge. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 16/1.
- HEIM, ARN. (1905): Der westliche Teil des Säntisgebirges. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 16/2.
- (1909): Sur les zones paléontologiques et lithologiques du crétacique moyen dans les Alpes Suisses. – Bull. Soc. géol. France sér. 4/9, 101–127.
- (1910, 1913): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 20, 1 + 2.
- (1910a): Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpass. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 24, 21–45.
- (1919): Zur Geologie des Grünten im Allgäu. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 64, 458–486.
- HEIM, ARN. & SEITZ, O. (1934): Die mittlere Kreide in den helvetischen Alpen vom Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation, unter Mitarbeit im Felde von Siegfried Fussenegger. – Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 69/2, 185–310.
- HERB, R. (1962): Geologie von Amden. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 114.
- JACOB, CH. (1907): Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes français et les régions voisins. – Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Grenoble 8, 280–590.
- JACOB, CH. & TOBLER, A. (1906): Etude stratigraphiques et paléontologiques du Gault de la vallée de la Engelberger Aa, Alpes calcaires suisses, environs du Lac des Quatre Cantons. – Mém. soc. paléont. Suisse 33, 3–26.

- KAUFMANN, F. J. (1877): Kalkstein und Schiefergebiete des Kt. Schwyz und Zug und des Bürgenstockes bei Stanz. – Beitr. geol. Karte Schweiz 14/2.
- KELLER, B. (1983): Geologie des Niderbauen. – Unpubl. Diplomarbeit Univ. Zürich.
- KOCKEL, C. W. (1922): Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. – Mitt. Wiener geol. Ges. 1922, 63–168.
- KOLLMANN, H. A. (ed.) (1985): Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie der mittleren Kreide Zentral-Europas. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdw. Komm. 7.
- KORNER, M. (1978): Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im helvetischen Gault zwischen Aare und Linth. – Diss. Univ. Bern.
- KRAJEWSKI, K. P. (1984): Early diagenetic phosphate cements in the Albian condensed glauconitic limestone of the Tatra Mountains, western Carpathians. – Sedimentology 31, 443–470.
- LANGE, H. (1968): Neue Ergebnisse über das Alter der Lochwaldschicht der helvetischen Zone in der Wertachenge (Allgäu). – N. Jb. Geol. Pal. 68/3, 164.
- LIEDHOLZ, J., WEIDICH, K. F. & HAGN, H. (1983): Helvetikum und Nördliche Flyschzone im Allgäu westlich der Iller, an der Breitach und im Bolderschwanger Tal (Exkursion E am 7. April 1983). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N. F.] 65, 61–83.
- LIENERT, O. G. (1965): Stratigraphie der Drusbergschichten und des Schrattekalkes im Säntisgebirge unter besonderer Berücksichtigung der Orbituliniden. – Diss. ETH Zürich.
- MAYER-EYMAR, CH. (1874): Classification méthodique des terrains de sédiment. – Librairie Schabelitz, Zürich.
- MEESMANN, P. (1925): Geologische Untersuchungen der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintales. – Verh. natf. Ges. Basel 37.
- MIKHAILOVA, I. A. (1979): The evolution of Aptian Ammonoids. – Paleont. Journ. 13/3, 267–274.
- MOHLER, H. (1966): Stratigraphische Untersuchungen in den Giswiler Klippen und ihre Unterlage. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 129.
- OBERHAUSER, R. (1953): Geologische Untersuchungen im Flysch und Helvetikum der Hohen Kugel (Vorarlberg). – Verh. geol. Bundesanst. (1953), 176–183.
- (1958): Neue Beiträge zur Geologie und Mikropaläontologie von Helvetikum und Flysch im Gebiet der Hohen Kugel (Vorarlberg). – Verh. geol. Bundesanst. 2, 121–140.
- (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25 000, Blatt 110 St. Gallen Süd, 111 Dornbirn Süd. – Geol. Bundesanst., Wien.
- OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarner Alpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 28.
- OCHSNER, A. (1921): Geologie des Flubrig und der nördlichen anschliessenden Flyschregion. – Diss. ETH, Zürich.
- Ouwehand, P. J. (in Vorb.): Die Garschella-Formation. – Diss. ETH Zürich.
- OWEN, H. G. (1971): Middle Albian stratigraphy in the Anglo-Paris Basin. – Bull. Brit. Mus. Nat. Hist., Geol., Suppl. 8.
- (1975): The stratigraphy of the Gault and upper Greensand of the Weald. – Proc. geol. Ass. 86, 475–498.
- REISER, K. A. (1920): Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. – Geognost. Jhefte 13, 57–198.
- RENZ, O. (1968): Die Ammonoidea im Stratotyp des Vraconnien bei Sainte-Croix (Kanton Waadt). – Schw. Pal. Abh. 87, 1–99.
- RENZ, O., LUTERBACHER, H. & SCHNEIDER, A. (1963): Stratigraphische-paläontologische Untersuchungen im Albien und Cénomaniens des Neuenburger Jura. – Eclogae geol. Helv. 56/2, 1073–1116.
- RICK, B. (1985): Geologie des Fluhbrig (Kt. SZ). – Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- ROBASZINSKI, F. (1981): Répartitions comparées de foraminifères planctoniques du Crétacé Moyen dans la Téthys et la Mer Boréale, par rapport à une zonéologie macropaléontologique – Cretaceous Research 2, 409–416.
- ROBASZINSKI, F. & CARON, M. (Coord.) (1979): Atlas de Foraminifères Planctoniques du Crétacé moyen: (Mer Boréal et Téthys). – Cahiers micropaléont. 1979/1 + 2, 1–185, 1–181.
- SAX, H. (1925): Geologische Untersuchungen zwischen Bregenzer Ach und Hohem Freschen (Vorarlberg). – Diss. Univ. Zürich.
- SCHAAD, H. W. (1925): Geologische Untersuchungen in der südlichen Vorarlberger Kreide-Flyschzone zwischen Feldkirch und Hochfrenen. – Diss. Univ. Zürich.
- SCHARDT, H. (1901): Mélanges géologiques sur le Jura neuchâtelois et les régions limitrophes, Nr. V.: Nouveau gisement d'Albien à la coudre, près Neuchâtel. – Bull. Soc. Neuchâtel Sci. Nat. 29, 119–140.
- SCHAUB, H. P. (1936): Geologie des Rawilgebietes. – Eclogae geol. Helv. 29/2, 337–407.
- SCHINDLER, C. (1959): Zur Geologie des Glärnisch. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 107.
- SCHOLZ, G. (1978): Die Lochwaldschicht zwischen Kühberg (an der Wertach) und Pfronten im Allgäu. – Mitt. Bayer. Staatssg. Paläont. hist. Geol. 18, 29–37.

- (1979): Die Ammoniten des Vracon (Oberalb, Disparzone) des Bakonygebirges (Westungarn) und eine Revision der wichtigsten Vracon-Arten der West-Mediterranenfaunenprovinz. – *Paleontographica*, Abt. A 165, 1–6.
- SCHOO, J. (1922): Zur Diagenese der alpinen Kreide. – Diss. Univ. Zürich.
- Schweizerische Geol. Komm. (1973): Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen, insbesondere lithostratigraphischen Nomenklatur in der Schweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 66/2, 479–492.
- SPATH, L. F. (1923–1943): A Monograph of the Ammonoidae of the Gault. – *Paleontogr. Soc.* 14.
- SPICHER, A. (1980): Geologische Karte der Schweiz. – Schweiz. geol. Komm.
- TOBLER, A. & BUXTORF, A. (1905): Berichte über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Klippenregion am Vierwaldstättersee vom 12.–16. September 1905. (Bericht JACOB, S. 50–54) – *Eclogae geol. Helv.* 9/1, 19–56.
- TOLWINSKI, K. (1910): Die grauen Hörner. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich.*
- TRÜMPY, D. (1916): Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.]* 46.
- TRÜMPY, R. (1944): Geologisch-photogrammetrische Untersuchungen in der südlichen Hausstock-Gruppe. – Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich.
- (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 105–142.
- (1980): *Geology of Switzerland.* – Schweiz. Geolog. Kommission/Wepf, Basel.
- VACEK, M. (1879): Über Vorarlberger Kreide. – *Jb. kk. geol. Reichsanst.* 29.
- VON MERHART, G. (1926): Kreide und Tertiär zwischen Hochblanken und Rhein, – Diss., Dornbirn.
- VONDERSCHMITT, L. (1923): Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage. *Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.]* 50/1.
- WEIDICH, K. F., SCHWERD, K. & IMMEL, H. (1983): Das Helvetikum-Profil im Steinbruch «An der Schanz» bei Burgberg/Allgäu – Lithologie, Stratigraphie und Makrofauna. – *Zitteliana* 10, 555–573.
- WYSSLING, G. W. (1985): Palinspastische Abwicklung der helvetischen Decken von Vorarlberg und Allgäu. – *Jb. Geol. B.-A.* 127/4, 701–706.

Manuskript eingegangen am 9. Juni 1986

Revision angenommen am 24. November 1986

