Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 72 (1979)

Heft: 3

Artikel: Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Bregenzerwald (Vorarlberg)

Autor: Felber, Paul / Wyssling, Georg

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-164858

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 16.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Eclogae geol. Helv.	Vol. 72/3	Seiten 673–714	17 Textfiguren und 2 Tafeln	Basel, November 1979

Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Bregenzerwald (Vorarlberg)

Von PAUL FELBER und GEORG WYSSLING[1])

ZUSAMMENFASSUNG

Das südlichste Helvetikum der Säntis-Decke im hinteren Bregenzerwald (Vorarlberg, Österreich) wird erstmals litho- und biostratigraphisch gegliedert und mikrofaziell untersucht. Die 1300 m mächtige Schichtreihe umfasst Formationen des unteren Malms bis mittleren Eozäns.

Die biostratigraphische Jura/Kreide-Grenze konnte dank reichen Ammonitenfaunen in die oberen Zementsteinschichten gelegt werden. Aus den Palfris-Schiefern der Untersten Kreide werden mächtige Einschaltungen von Kalken und Mergeln in Seichtwasserfazies beschrieben (Öhrli-Schichten). Das Alter des Diphyoides-Kalkes liess sich dank Funden von heteromorphen Ammoniten als oberstes Valanginian bis mittleres Hauterivian bestimmen. Als ein Äquivalent des Schrattenkalkes wird neu die Mittagspitz-Formation mit drei Schichtgliedern (Mittagspitz-Schichten, Spatkalk, Sünserspitz-Mergelkalk) definiert. Erstmals beschrieben werden zwei verschiedenaltrige Transgressionen von hemipelagischen Foraminiferenmergeln (Leimern-Schichten, Schelpen-Serie) aus dem Campanian und dem mittleren Eozän. Linsen von älteren Gesteinen innerhalb dieser Formationen werden als Gleitpakete (Olistholithe) gedeutet.

Zwischen dem Jura- und Kreide-Stockwerk der Säntis-Decke kommen nur lokale Aufschiebungen vor, eine Deckentrennung existiert dagegen nicht. Als südhelvetische Schuppenzone werden verschuppte, helvetische Serien im Hangenden der Säntis-Decke bezeichnet. Die ultrahelvetische Liebensteiner Decke lässt sich im Untersuchungsgebiet dagegen nicht nachweisen.

ABSTRACT

The stratigraphy and facies of the South-Helvetic Säntis nappe in the Bregenzerwald area (Vorarlberg, Austria) has been examined and a first lithostratigraphic subdivision is proposed. The formations, with a total thickness of about 1300 meters, are of upper Jurassic (Oxfordian) to middle Eocene age.

The biostratigraphical boundary Jurassic/Cretaceous can be defined within the upper Zementstein beds by means of a rich ammonite fauna. In the Palfris shales (lowermost Cretaceous) a thick sequence of limestones and marls in shallow-water facies is described (Öhrli beds). The age of the Diphyoides limestone is determined as uppermost Valanginian to middle Hauterivian with the aid of heteromorph ammonites. A new formation of probably upper Barremian to upper Aptian age is defined in a type section and named Mittagspitz Formation. It consists of three members (Mittagspitz-Schichten, Spatkalk, Sünserspitz-Mergelkalk) and is an equivalent of the North- to Middle-Helvetic Schratten limestone. Two different transgressions of hemipelagic Foraminifera marls (Leimern beds, Schelpen-Serie), of upper Campanian and middle Eocene age, are described in detailed sections. Lenses of older rocks within these formations are interpreted as olistolithes.

Between the Jurassic and Cretaceous formations of the Säntis nappe there exist only local thrusts, but they are not separated by a large thrust as in Eastern Switzerland. Small thrust slices of Helvetic facies which lie over the Säntis nappe constitute a higher tectonic unit, the South-Helvetic Schuppenzone. There is no Ultrahelvetic nappe (Liebenstein nappe) in the area examined.

---

[1]) Geologisches Institut der ETH, Sonneggstrasse 5, CH-8092 Zürich.

INHALTSVERZEICHNIS

I. Einleitung ... 674
II. Stratigraphie ... 675
Schilt-Schichten ... 677
Quintner Kalk ... 677
Zementsteinschichten ... 678
Palfris-Schiefer ... 681
Öhrli-Schichten ... 682
Diphyoides-Kalk ... 683
Helvetischer Kieselkalk ... 685
Drusberg-Formation ... 686
Mittagspitz-Formation ... 689
Formationen des «Gault» ... 697
Seewer Kalk ... 700
Oberkretazische und alttertiäre Serien ... 701
III. Tektonik ... 707
Helvetikum ... 707
Penninikum ... 712
Literaturverzeichnis ... 712
Geologische Karten ... 714

I. EINLEITUNG

Einführung und Problemstellung

Auf Anregung von Dr. R. Oberhauser, Wien, wurden seit 1976 am Geologischen Institut in Zürich unter der Leitung von Prof. R. Trümpy und Prof. H. Bolli im Helvetikum des Bregenzerwaldes eine Reihe von Diplomarbeiten ausgeführt (BOSSERT 1977, FELBER 1978, WYSSLING 1979). Neben der geologischen Kartierung im Maßstab 1:10000 standen vor allem die litho- und biostratigraphische Gliederung und mikrofazielle Analyse der wenig bekannten südhelvetischen Schichtreihe im Vordergrund. Die vorliegende Publikation beruht im wesentlichen auf den Resultaten dieser Arbeiten, die ergänzt wurden durch neuere Aufnahmen der Verfasser aus dem Jahre 1978.

Geologischer Überblick

Das Helvetikum der Ostschweiz setzt sich - unterbrochen durch die Axialdepression im Rheintal - in einer auf 10-15 km verschmälerten Zone in den Vorarlberg fort. Hier liegt nur noch *eine* helvetische Hauptschubmasse, die Säntis-Decke Vorarlbergs, vor. Die aufgeschlossene Schichtfolge reicht vom unteren Malm bis ins mittlere Eozän. Da Jura- und Kreide-Stockwerk tektonisch weitgehend solidarisch blieben, kam es zu keiner Deckentrennung mehr wie in der Ostschweiz (Säntis-Kreide/Gonzen-Jura).

Die Wildhauser Mulde findet östlich des Rheins ihre Fortsetzung in der schmaleren Muldenzone von Fraxern-Bizau. In dieser Depression liegen auf der Säntis-Decke südhelvetische Schuppen und darüber vereinzelte Klippen von Rhenodanubischem Flysch (z.B. an der Hohen Kugel). Die Fraxern-Bizau-Mulde trennt die

Nördlichen Vorarlberger Kreide-Ketten, eine Fortsetzung der Säntis-Falten, von den Südlichen Vorarlberger Kreide-Ketten, die sich mit der Churfirsten-Alvier-Gruppe verbinden lassen.

Der Jura (Schilt-Schichten, Quintner Kalk, Zementsteinschichten) tritt einzig in den Südlichen Vorarlberger Kreide-Ketten an die Oberfläche und bildet die markante Achsenkulmination Kanisfluh-Mittagfluh. Unser Arbeitsgebiet schliesst südlich an das Quintner-Kalk-Gewölbe der Kanisfluh an und umfasst die südlichste Kreide der Säntis-Decke, bevor diese unter die höheren tektonischen Einheiten des Wildflyschs (Feuerstätter Decke) und des Rhenodanubischen Flyschs (Vorarlberger Hauptflysch-Decke) nach Süden eintaucht.

Lage des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet liegt im hinteren Bregenzerwald (Vorarlberg, Österreich), im Südwesten der sich jäh aus dem Tal der Bregenzer Ach erhebenden Kanisfluh (2044 m). Die nähere geographische Situation des etwa 50 km² umfassenden Gebietes geht aus den Tafeln 1 und 2 hervor.

Die in dieser Arbeit verwendeten Berg- und Flurnamen sind der Landeskarte der Schweiz 1:50000, Blatt 228 (Hoher Freschen), entnommen.

Historisches

Den Rückblick auf die Erforschungsgeschichte des Vorarlberger Helvetikums möchten wir hier bewusst sehr kurz halten und verweisen auf den vorzüglichen Abriss in HEIM & BAUMBERGER (1933), wo die ältere Literatur eingehend kommentiert wird.

Die erste regionale Bearbeitung der helvetischen Kreide Vorarlbergs erfolgte durch VACEK (1879). Seine geologischen Querprofile zwischen Feldkirch und Hohem Ifen vermittelten einen ersten, wenngleich sehr groben Eindruck vom Faltenbau im Vorarlberger Helvetikum. Die stratigraphische Gliederung des Oberen Juras, der Kreide und des Alttertiärs blieb noch wenig differenziert. Als wegleitend für die Geologie des Vorarlberger Helvetikums erweisen sich bis heute die Arbeiten von HEIM & BAUMBERGER (1933) sowie HEIM & SEITZ (1934).

Aus neuerer Zeit sind die mikropaläontologischen Untersuchungen von RICHTER (1957), BETTENSTAEDT (1958), OBERHAUSER (1958, 1963) und HOEFLE (1971) bedeutungsvoll. Diese Autoren lieferten genaue Datierungen vor allem der oberkretazischen und alttertiären Serien, entwickelten aber kontroverse Ansichten zur Eigenständigkeit der ultrahelvetischen Liebensteiner Decke.

Es existieren zudem noch unpublizierte Diplomarbeiten und Dissertationen der Universitäten Innsbruck und Berlin sowie der TH München.

II. STRATIGRAPHIE

Die südhelvetische Schichtfolge (unterer Malm bis mittleres Eozän) kann im untersuchten Gebiet in folgende Formationen und Schichtglieder gegliedert werden:

STUFE	FORMATION		Mächtigkeit, m
UNTER-/MITTELEOZAEN	LEIMERN-SCHICHTEN (Globigerinenmergel) SCHELPEN-SERIE, Nummulitenkalk (n)		ca. 70
CAMPANIAN/MAASTRICHT.	LEIMERN - SCHICHTEN		
OB.CENOM.-CONIACIAN	SEEWER KALK		0 - 40
ALBIAN	"GAULT"	Freschen-Schichten	0 - 30
		Brisi-Schichten	0 - 50
APTIAN		Gamser Schichten	0 - 13
?	MITTAGSPITZ-FORMATION	Sünserspitz-Mergelkalk	0 - 20
		Spatkalk	0 - 15
		Mittagspitz-Schichten	40- 50
BARREMIAN	DRUSBERG-FORMATION	Drusberg-Schichten	160-180
		Altmann-Schichten	0 - 0,03
HAUTERIVIAN	HELVETISCHER KIESELKALK	Echinodermenbrekzie	0 - 2
		Kieselkalk	75 -100
	DIPHYOIDES-KALK		65 - 80
		"Wildgunten-Schicht"	0 - 1
VALANGINIAN	PALFRIS-SCHIEFER	Öhrli-Schichten	ca. 300
?			
BERRIASIAN			
	ZEMENTSTEINSCHICHTEN		65
TITHONIAN	QUINTNER KALK	Oberer	100
KIMMERIDGIAN		Mittlerer	20 - 40
OXFORDIAN		Unterer	200
	SCHILT-SCHICHTEN		

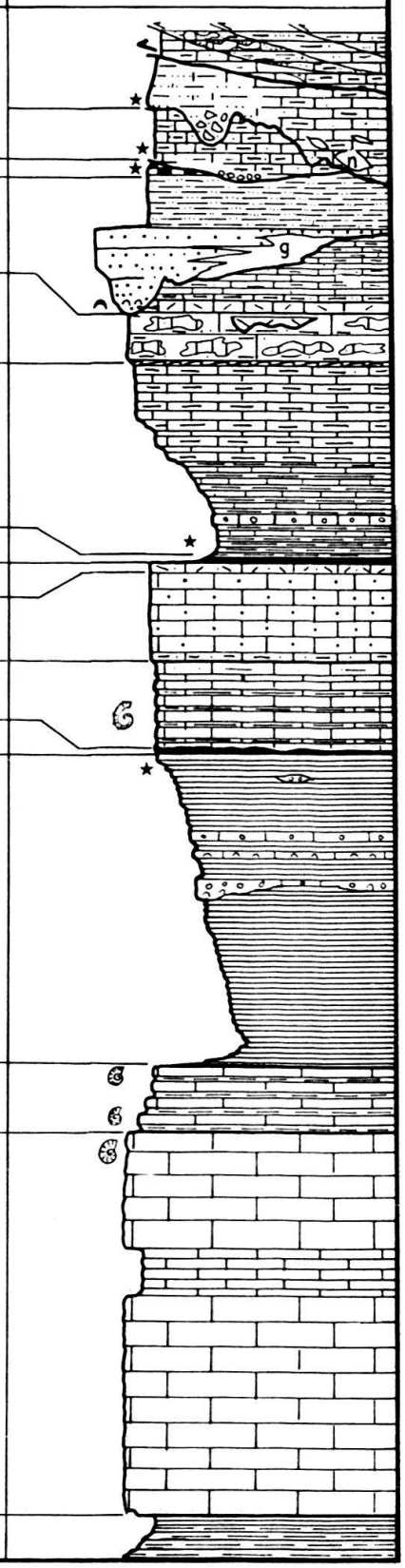


Fig. 1. Stratigraphisches Sammelprofil durch das Südhelvetikum südlich der Kanisfluh (Bregenzerwald, Vorarlberg).

Wichtige biostratigraphische Datierungen: ★ Mikrofossilien, ⌒ Inoceramen, ⊛ Ammoniten

Schilt-Schichten

Die ältesten im Kern der Kanisfluh-Mittagfluh-Antiklinale auftretenden Schichten des Vorarlberger Helvetikums sind braunrot anwitternde, mergelige Kalkschiefer der Schilt-Schichten. Sie werden von HEIM & BAUMBERGER (1933) in den unteren Malm gestellt. Die Mächtigkeit wird mit 80–100 m angegeben.

Die Schilt-Schichten sind in unserem Gebiet nur schlecht aufgeschlossen und wurden nicht näher untersucht.

Quintner Kalk

Lithologie

Der Quintner Kalk ist ein hellgrauer, im Bruch fast schwarzer, dichter Kalk. Beim Zerschlagen riecht das zähe, splittrig brechende Gestein leicht bituminös.

Eine grobe Dreiteilung des eintönigen Quintner Kalkes ist nur im angewitterten Profil gut durchführbar (nach HEIM & BAUMBERGER 1933):

— oberer Quintner Kalk	grobbankig-massig	100 m
— mittlerer Quintner Kalk	dünnbankig	20–40 m
— unterer Quintner Kalk	grobbankig-massig	200 m

Mergelzwischenlagen fehlen völlig. Der Übergang in die liegenden, mergeligeren Schilt-Schichten vollzieht sich allmählich, die Abgrenzung gegen die hangenden Zementsteinschichten, die unvermittelt mit einer bis 2 m mächtigen Tonmergellage einsetzen, ist dagegen scharf. Das Dach des Quintner Kalkes wird im Westen (Wallenbach) durch eine bucklige Erhärtungsfläche (Omissionsfläche), im Osten (Kanisfluh, Au) dagegen durch einen Fossil-Kondensationshorizont gebildet.

Cephalopoden-Horizonte an der Grenze Quintner Kalk / Zementsteinschichten

Berühmt wurde namentlich die Fossilbank im Dach des Quintner Kalkes bei Au, die schon ZITTEL (1868), VACEK (1879) und später auch HEIM & BAUMBERGER (1933) unter Verwendung des von S. Fussenegger gesammelten Materials eine reiche Cephalopoden-Fauna aus dem obersten Tithonian und tiefsten Berriasian lieferte. Während an der klassischen Fundstelle selber keine neuen Funde mehr gelangen, liess sich derselbe Cephalopoden-Horizont weiter westlich an der Kanisfluh erstmals nachweisen. Dort ist 2 m über der «Auer Bank» in den untersten Zementsteinschichten zusätzlich ein zweiter Ammoniten-Horizont entwickelt.

Fossilinhalt

Aus dem Fossilhorizont im Dach des Quintner Kalkes wurden bestimmt:

Haploceras tithonium (OPPEL)	Wallenbach (1)
Delphinella cf. *berthei* (TOUCAS)	Kanisfluh (3)
Berriasellidae gen.	Kanisfluh (3)
Belemnitidae gen.	Kanisfluh (3)
Pygope janitor (PICTET)	Kanisfluh (3)

Fazies

Unter dem Mikroskop zeigt sich ein eintöniger, praktisch detritusfreier, feiner Kalkmikrit. Die mässig diversifizierte, pelagische Mikrofauna setzt sich zusammen aus Radiolarien (Spumellarien), Calcisphaeruliden und Prodissoconchen planktonischer Muscheln («Filamente»). Bedeutend seltener sind Schwebcrinoiden (*Saccocoma* sp.) und Fragmente benthonischer Organismen (Echinoiden, Gastropoden und Ostrakoden). Charakteristisch ist zudem das plötzliche Massenvorkommen der Tintinniden im oberen Quintner Kalk. Neben den nur untergeordnet auftretenden Arten *Crassicollaria parvula* REMANE, *C. brevis* (DURAND-DELGA), *C. intermedia* (DURAND-DELGA) und *Tintinnopsella carpathica* MURG. & FIL. ist stets *Calpionella alpina* LOR. dominant.

Die beschriebene pelagische Mikrofazies lässt sich einem tiefmarinen Ruhigwasser-Milieu unterhalb der euphotischen Zone zuordnen. Der deutliche Bitumengehalt des Quintner Kalkes und die fehlende bis spärliche benthonische Fauna sprechen für schwach euxinische Verhältnisse. Extrem reduzierte bis stagnierende Sedimentation führte im obersten Tithonian zur Anreicherung von Cephalopoden in geringmächtigen Horizonten (Au, Kanisfluh) beziehungsweise zur Ausbildung von Omissionsflächen (Wallenbach).

Zementsteinschichten

Lithologie

Die 65 m mächtigen Zementsteinschichten bestehen aus einer Wechsellagerung von hellen, splittrigen, dichten Kalken (Typus Quintner Kalk) und dunkelbraunen, stark zurückwitternden Schiefermergel-Zwischenlagen. Durch zunehmende Mächtigkeit der Schiefermergel und ein Ansteigen des Tongehaltes in den Kalken findet ein kontinuierlicher Übergang in die hangenden Palfris-Schiefer statt.

Fossilinhalt

Die Zementsteinschichten im Untersuchungsgebiet sind relativ reich an Makrofossilien. Es wurden bestimmt:

Haploceras elimatum (OPPEL)	Kanisfluh (3)
Haploceras tithonium (OPPEL)	Kanisfluh (3)
Malbosiceras cf. *chaperi* (PICTET)	Kanisfluh (3)
Dalmasiceras cf. *kiliana* (DJAN.)	Wallenbach (1)
Berriasella cf. *jacobi* MAZENOT	Kanisfluh (3)
Berriasella subcallisto (TOUCAS)	Strasse Mellau-Alpenfrieden (2)
Delphinella berthei (TOUCAS)	Wallenbach (1)
Fauriella cf. *clareti* LE HÉGARAT	Strasse Mellau-Alpenfrieden (2)
Tirnovella subalpina (MAZENOT)	Wallenbach (1)
Pseudosubplanites sp.	Wallenbach (1)
Pseudoargentiniceras abscissum (OPPEL in ZITTEL)	Kanisfluh (3)
Perisphinctidae gen.	Kanisfluh (3)
Lamellaptychus sp.	Kanisfluh (3)
Belemnitidae gen.	Kanisfluh (3)
«*Terebratula*» *bieskidensis* ZEUSCHN.	Kanisfluh (3)

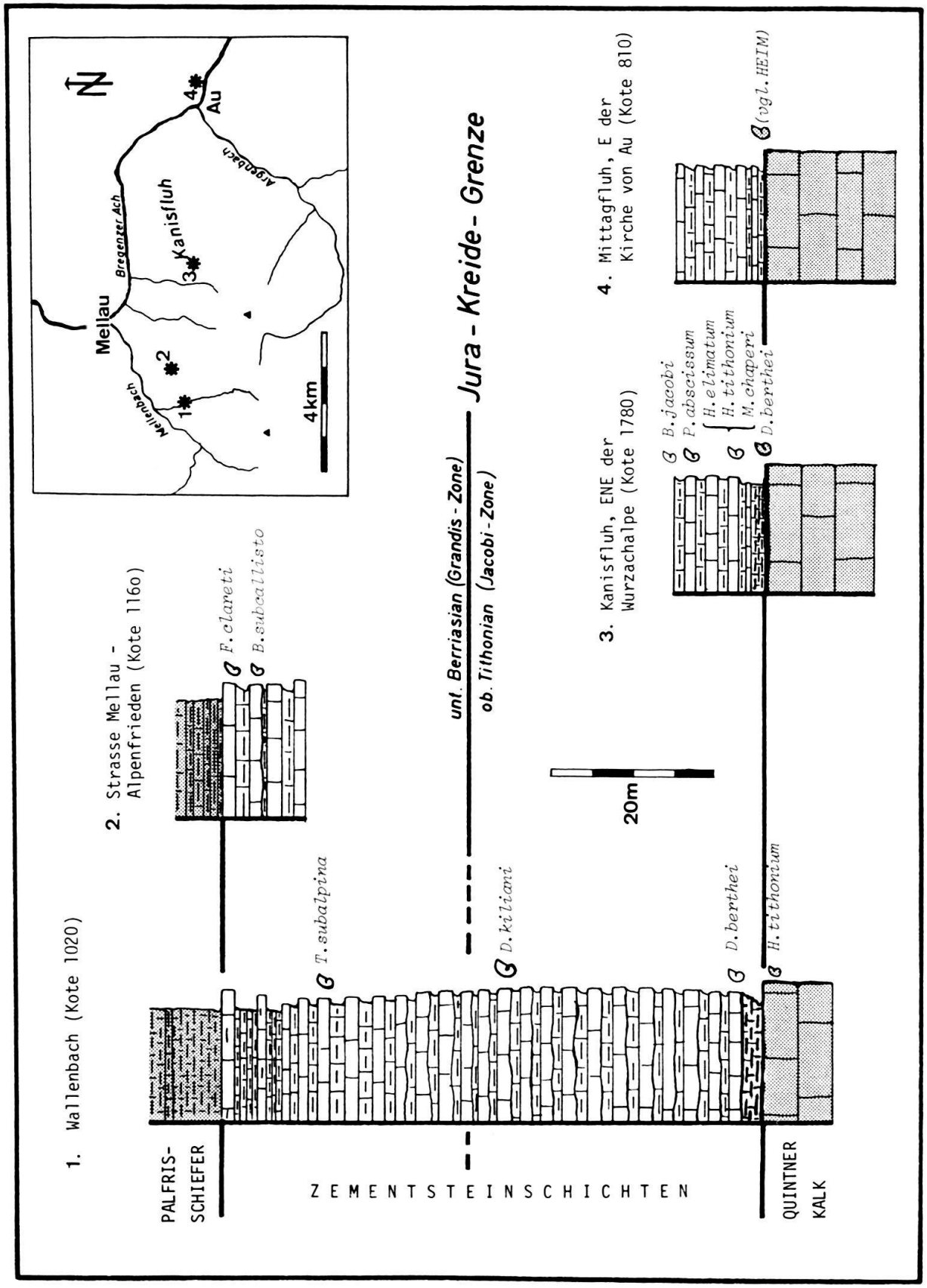


Fig. 2. Die Jura/Kreide-Grenze in der Säntis-Decke Vorarlbergs.

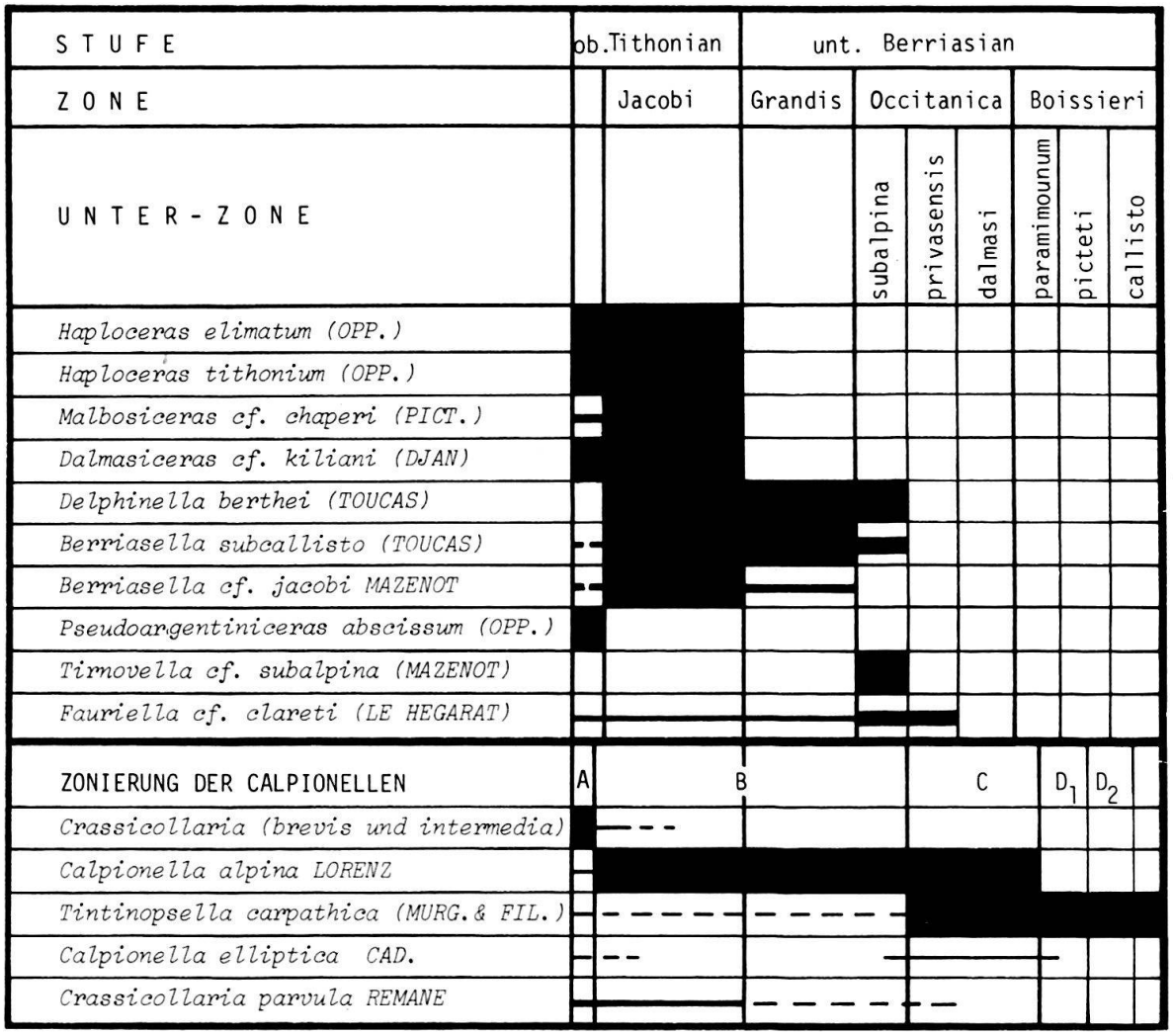


Fig. 3. Stratigraphische Reichweite der Ammoniten und Calpionellen aus dem Quintner Kalk und den Zementsteinschichten des Untersuchungsgebietes (nach LE HÉGARAT 1971 bzw. LE HÉGARAT & REMANE 1968).

Alter

Die horizontiert aufgesammelten Ammoniten erlauben, die Jura/Kreide-Grenze etwa in die Mitte der Zementsteinschichten zu legen. Die Untergrenze der Zementsteinschichten und damit auch der Ammoniten-Horizont von Au liegt noch im obersten Tithonian (Jacobi-Zone). Die Obergrenze zu den Palfris-Schiefern fällt wahrscheinlich ins obere Unter-Berriasian, deutet doch das Ausbleiben einer Massenentwicklung von *Tintinnopsella carpathica* MURG. & FIL. bei persistierender Dominanz von *Calpionella alpina* LOR. darauf hin, dass Mittel-Berriasian - Calpionellen-Zone *C* nach LE HÉGARAT & REMANE (1968) - noch nicht erreicht wird.

Fazies

In den faziell zunächst noch ganz an den Quintner Kalk anschliessenden Zementsteinschichten macht sich der zunehmende terrigene Einfluss durch die Einschwemmung von Tonmineralien und von feinem Quarzsand bemerkbar. Wie

im obersten Quintner Kalk charakterisieren auch in den unteren Zementsteinschichten calpionellenreiche Mudstones eine pelagische Ruhigwasser-Fazies.

Bemerkenswert ist das seltene Vorkommen von arenitischen Wackestones, die durch das Auftreten von allochthonen, flachmarinen Biogenen (Milioliden, dickschalige Muscheln) in einer pelagischen Mikrofauna (Calpionellen, Radiolarien, «Filamente») gekennzeichnet sind. Wir deuten dieses markante Ereignis an der Jura/Kreide-Grenze als einmalige, turbiditartige Schüttung von biogenem Flachwasser-Detritus.

Palfris-Schiefer

Lithologie

Wir bezeichnen mit dem alten Namen «Palfrisschiefer», der von A. Escher v.d. Linth eingeführt und später recht unterschiedlich gebraucht wurde, den mergelig-schiefrigen, meist schlecht aufgeschlossenen Schichtstoss zwischen Zementsteinschichten und Diphyoides-Kalk. Palfris-Schiefer wird dem bisher im Vorarlberg gebräuchlichen Namen «Valanginianmergel» oder «Valendismergel» vorgezogen, da dieser in der Schweiz für eine Formation nördlicherer Fazies gebraucht wird. Zudem sollte für eine lithostratigraphische Einheit kein chronostratigraphischer Stufenname verwendet werden, um so mehr als die sogenannten «Valanginianmergel» im Untersuchungsgebiet im wesentlichen noch Berriasian-Alter besitzen.

Die Mächtigkeit der Palfris-Schiefer wird aufgrund der Profilkonstruktionen auf mindestens 300 m geschätzt. Es handelt sich vorwiegend um graubraune, tonige und schwach sandige Schiefermergel, in die sich zaghaft dünn- bis grobbankige, im Bruch feinkörnige Mergelkalke einschalten.

Fossilinhalt

Die Palfris-Schiefer sind arm an Makrofossilien. Es wurden gefunden:

Lamellaptychus sp.
Terebratulidae gen.
Belemnitidae gen.
div. Ammonitenbruchstücke

Zudem konnte aus mehreren Schlämmproben eine artenreiche Fauna von benthonischen Kleinforaminiferen und Ostrakoden gewonnen werden, die jedoch keine stratigraphisch belangvollen Formen enthielt.

Fazies

Im Vergleich zu den Zementsteinschichten fällt generell das erstmals signifikante Einsetzen von Quarzdetritus und die gröbere Fraktion der allochemischen Komponenten auf. Wackestones mit unreiner, tonig-mikritischer Matrix, arenitischen Biogenen und bis zu 10% detritischem Quarz kennzeichnen die kalkigeren Bänke der Palfris-Schiefer. Auffallend ist die reiche Bodenfauna, die mit häufigen, meist schlecht diagnostizierbaren Echinodermen-Resten, sandschaligen Foraminiferen und sparitisierten Kieselspongien-Megaskleren vertreten ist.

Im Übergang der Zementsteinschichten in die Palfris-Schiefer spiegelt sich eine allmähliche Umgestaltung des Ablagerungsraumes, indem nun - neben einer vermehrten Zufuhr von Quarzsand und Tonmineralien - Faunen des vagilen und sessilen Benthos von relativ hoher Diversität auftreten. Der offenmarine Schelf im Ruhigwasser-Bereich unterhalb der Wellenbasis bot offenbar für Bodenfaunen günstige Lebensbedingungen. Während des mittleren und oberen Berriasian vermochte die Subsidenz des Palfris-Beckens die zunehmende terrigene Sedimentation nurmehr teilweise zu kompensieren, und es kam lokal zur Bildung inselförmiger Seichtwasser-Areale im flachen Subtidalbereich (Öhrli-Schichten). Eine Zunahme der Beckensubsidenz während des Valanginian leitete erneut tiefermarine Verhältnisse ein, die bereits in den oberen Palfris-Schiefern dokumentiert werden (Cephalopoden, Aptychen, Belemniten).

Öhrli-Schichten

Lithologie und Fazies

Biohermartig in die Palfris-Schiefer eingeschaltet erscheinen südlich der Kanisfluh am Wurzachsattel 3 m oolithische, Pectinidenschill führende Kalke. Diese wurden bereits von VACEK (1879) entdeckt und später von SCHAAD (1926*a*) sowie HEIM & BAUMBERGER (1933) als rudimentärer Öhrli-Kalk erkannt.

Die Mächtigkeit und lithologische Variabilität der Öhrli-Schichten im Untersuchungsgebiet sind bedeutender als bisher angenommen wurde. Es sind drei sowohl lithologisch als auch faziell unterscheidbare Gesteinstypen zu erkennen:

1. Oolithische Mergel und Mergelkalke finden sich als zentimeter- bis dezimetermächtige Lagen in dunkelbraune Schiefermergel eingeschaltet. Im Dünnschliff handelt es sich um schlecht sortierte Oomikrite und Oobiomikrite. Diese Fazies repräsentiert einen Ruhigwasser-Bereich im flachen Subtidal, wobei oolithische Sande von benachbarten Schwellen mit höherer Wasserenergie eingeschwemmt wurden.
2. In dünnplattigen, zähen Oolithen mit Pectiniden-Schill wurden die einzigen Makrofossilien in den Öhrli-Schichten gefunden (siehe Fossilinhalt!). Unter dem Mikroskop zeigt sich ein mässig sortierter Bioosparit mit Ooiden und Muschelschill als Komponenten und vorwiegend sparitisch-drusigem Zement. Die Wasserbewegung war hier offenbar genügend gross, um die mikritische Matrix grossteils auszuwaschen.
3. Bei den massigen bis grobbankigen, eisenschüssigen Oolithen handelt es sich um sehr gut sortierte Bioosparite. Die hervorragend gerundeten Komponenten - Normalooide, Rindenkörner und Bioklasten - bilden ein selbsttragendes Gerüst (idealer Grainstone), in dessen Hohlräumen sich eine oder zwei Zementgenerationen gebildet haben. Als Bildungsort ist hier wohl eine Ooidbarre anzunehmen.

Die Öhrli-Schichten besitzen im Süden der Kanisfluh-Mittagfluh-Kette zwischen Didamskopf (2090 m) im Osten und Damülser Mittagspitze (2095 m) im Westen eine inselförmige Ausdehnung von mindestens 10 km E-W- und wenigen(?) Kilometern S-N-Erstreckung.

Ein lithologischer Übergang dieser Öhrli-Schichten in den nordhelvetischen, mächtigeren Öhrli-Kalk wurde bisher im Vorarlberg nicht beobachtet. In diesem Zusammenhang sei auf ein ähnliches Vorkommen von Öhrli-Kalk im Ultrahelvetikum der Westschweiz (Montsalvens, Freiburger Präalpen; GUILLAUME 1957) hingewiesen.

Fossilinhalt

In den dünnplattigen Oolithen liegen auf den Schichtflächen oft zahlreiche Pectiniden und Stielglieder von Crinoiden. Es wurden bestimmt:

Chlamys cf. *archiaciana* (D'ORB.)
Chlamys sp.
Isocrinus (?) *neocomiensis* (DES.)
Comatulidae gen.
Ophiuren (Wirbel und Seitenschilder)
Serpeln
Bryozoen

Diphyoides-Kalk

Lithologie

Die regelmässige Wechsellagerung von meist dünnbankigen Kalken mit geringmächtigeren Schiefermergeln sowie die auffallend mehlig anwitternde Oberfläche kennzeichnen den 65–80 m mächtigen Diphyoides-Kalk. Die grauen, dichten Kalke brechen splittrig und sind oft mit dunklen, tonreicheren Schlieren durchsetzt. Die untere Formationsgrenze bilden feinkörnige Mergelkalke der Palfris-Schiefer, die innerhalb eines Meters in den typischen Diphyoides-Kalk überleiten. Die obere Formationsgrenze wird im Abschnitt «Helvetischer Kieselkalk» beschrieben.

Lokal tritt an der Basis des Diphyoides-Kalkes ein fossilreicher (Aptychen, Belemniten, Brachiopoden) und kondensierter Grünsand-Horizont von einem Meter Mächtigkeit auf, den wir nach seinem Vorkommen 440 m nordöstlich der Wildguntenalpe als *Wildgunten-Schicht* bezeichnen und - informell - als basales Member des Diphyoides-Kalkes betrachten.

Fossilinhalt

Der grosse Reichtum an Makrofossilien ist bemerkenswert, namentlich im Vergleich zum fast sterilen Diphyoides-Kalk in der Ostschweiz. Auffallend ist dabei die sehr gute und dementsprechend häufigere Erhaltung der Kalzitschaler: Belemniten-Rostren, artikulate Brachiopoden und vor allem Aptychen. Die primär aragonitischen Ammoniten-Gehäuse dagegen sind völlig weggelöst und deren flachgedrückte Skulptursteinkerne auch wesentlich seltener als die im ganzen Diphyoides-Kalk verbreiteten Aptychen. Die Bestimmung der erstmals gefundenen heteromorphen Crioceratiten übernahm in freundlicher Weise Dr. H. Immel (Tübingen).

Neolissoceras grasi (D'ORB.)
Crioceratites (Crioceratites) cf. *shibaniae* (SARKAR)

Crioceratites (Crioceratites) quenstedti (OOSTER)
Lamellaptychus seranonis (COQU.) f. *typica* TRAUTH
Lamellaptychus seranonis (COQU.) var. *longa* TRAUTH
Lamellaptychus mortilleti (PICT. & LOR.) f. *typica* TRAUTH
Lamellaptychus mortilleti (PICT. & LOR.) cf. var. *longa* TRAUTH
Lamellaptychus angulocostatus (PET.) f. *typica* TRAUTH
Lamellaptychus didayi (COQU.)
Duvalia dilatata (BLAINV.)
Hibolites pistilliformis (BLAINV.)
Pygites diphyoides (D'ORB.) var. *typica* PICTET
Terebratulidae gen.
Pectinidae gen.

Alter

Aus einer Mergellage an der Basis des Diphyoides-Kalkes konnte BOSSERT (1977) eine reiche, teilweise pyritisierte Mikrofauna benthonischer Foraminiferen und Ostrakoden bestimmen:

Marssonella cf. *oxycona* (REUSS)
Lenticulina (Lenticulina) muensteri (ROEMER)
Lenticulina (Lenticulina) eichenbergi BART. & BRAND
Lenticulina (Lenticulina) kugleri BART., BETTENST. & BOLLI
Dentalina communis D'ORB.
Lagena apiculata neocomiana BART. & BRAND
Bolivina textularioides REUSS
Conorboides hofkeri (BART. & BRAND)
Spirillina minima SCHACKO
Paracypris acuta (CORNUEL)

Diese Mikrofauna - namentlich die Vergesellschaftung von *Conorboides hofkeri* (BART. & BRAND) mit *Lenticulina (Lenticulina) eichenbergi* BART. & BRAND - weist die Formationsgrenze Palfris-Schiefer/Diphyoides-Kalk ins höhere Ober-Valanginian. Damit dürfte die Wildgunten-Schicht, das Basis-Member des Diphyoides-Kalkes, noch in das oberste Valanginian gehören und ein zeitliches Äquivalent der nord- bis mittelhelvetischen Gemsmättli-Schicht repräsentieren (HALDIMANN 1977).

Die heteromorphen Crioceratiten einer von uns neu entdeckten Cephalopoden-Fauna aus dem oberen Diphyoides-Kalk gehören in den Grenzbereich Unter-/Ober-Hauterivian.

Der Diphyoides-Kalk des Untersuchungsgebietes umfasst somit das Zeitintervall zwischen höherem Ober-Valanginian und mittlerem Hauterivian. Im Gegensatz dazu besitzt der Diphyoides-Kalk in den helvetischen Decken der Ostschweiz noch sicheres Valanginian-Alter, wird er doch dort vom Gemsmättli-Kondensationshorizont des Grenzbereichs Valanginian/Hauterivian überlagert (HALDIMANN 1977). Der Diphyoides-Kalk in der Ostschweiz und im Vorarlberg ist somit sehr stark heterochron. Die zeitlichen Äquivalente des Vorarlberger Diphyoides-Kalkes wären in der Ostschweiz wohl innerhalb der kondensierten Gemsmättli-Folge zu suchen.

Fazies

Vorherrschend finden wir einen ziemlich reinen, infolge Bioturbation jedoch oft inhomogenen, komponentenarmen Kalkmikrit mit pelagischer Mikrofauna aus

Spongien, Radiolarien, Calcisphaeruliden, Ostrakoden, Tintinniden und dünnschaligen Muscheln. Terrigene Komponenten - detritischer Quarz und Tonmineralien - treten völlig zurück. Das Vorkommen von monaxonen und tetraxonen, sekundär kalzitisierten Kieselspongien-Megaskleren ist «leitend» für den gesamten Diphyoides-Kalk. Im obersten Diphyoides-Kalk lässt sich noch eine zweite, rein spiculitische Mikrofazies abtrennen mit etwas grösseren, bis 4 mm langen Skleren.

Aragonit-Lösung, planktonische Mikrofauna und nektonische Makrofauna sowie das Fehlen von detritischem Quarz zeigen im Diphyoides-Kalk eine Rekurrenz von tiefmarinen Beckenverhältnissen an. Die intensive Bioturbation des Gesteins sowie das Vorkommen von sessilem und vagilem Benthos (Brachiopoden und Pectiniden) lassen auf Sauerstoffreichtum im Bodenwasser schliessen.

Helvetischer Kieselkalk

Lithologie

Der 75-100 m mächtige, lithologisch recht eintönige Kieselkalk besteht vorwiegend aus dunkelgrauen, im Bruch feinspätigen, kieseligen Sandkalken. Auf der angewitterten Oberfläche erscheint eine deutliche Wechsellagerung im Dezimeter-Bereich zwischen kalkig-sandigen, oft bioturbierten Bänken und laminierten, mergeligen und sandärmeren Lagen. Silex kommt häufig in Form faustgrosser Knollen und in schichtparallelen Lagen vor.

Der Kieselkalk ist relativ reich an verschiedenen Sedimentstrukturen: Synsedimentäres Slumping wurde im unteren und mittleren Kieselkalk beobachtet, wo es mehrere Meter mächtige, liegende Falten erzeugte. Neben Convolute-Lamination und seltenen Scour-and-Fill-Strukturen ist vor allem Kreuzschichtung in den basalen Sandsteinbänken und im mittleren Kieselkalk von Bedeutung. Auf Schichtunterseiten findet man zudem oft Frass- und Weidespuren.

FUNK (1971) und HALDIMANN (1977) beschreiben den Helvetischen Kieselkalk in der Ostschweiz als Abfolge von fünf Members:

oben	Kieselkalk-Echinodermenbrekzie
	Oberer Kieselkalk
	Lidernen-Schichten (geringmächtig, glaukonitisch)
	Unterer Kieselkalk
unten	Gemsmättli-Schicht (Kondensationshorizont)

Diese Gliederung ist im Untersuchungsgebiet nicht mehr vorhanden, und einzig im Westen - 400 m nordwestlich der Freudenbergalpe - kann eine rudimentäre Echinodermenbrekzie im Dach des Kieselkalkes abgetrennt werden.

Formationsuntergrenze: Zwischen Diphyoides-Kalk und Kieselkalk besteht meist ein kontinuierlicher lithologischer Übergang. Lokal sind im oberen Teil dieser etwa 10 m mächtigen Übergangsserie eine oder mehrere, auffallend grobkörnige, gelblich anwitternde Kalksandstein-Bänke eingeschaltet. Die Formationsgrenze wird in diesem Fall an die Basis der tiefsten Sandsteinbank gelegt. In einer derartigen Bank konnte 850 m südöstlich der Kanisalpe ein geschichtetes Konglomerat mit zentimetergrossen Phosphorit-Komponenten entdeckt werden.

Formationsobergrenze: Den Abschluss des Kieselkalkes bildet im gesamten Untersuchungsgebiet eine bucklige, meist stark FeS_2-imprägnierte und glaukonitische, Belemniten führende Erhärtungsfläche, über der unvermittelt die blättrigen Tonmergel der unteren Drusberg-Schichten einsetzen. Die von der Kieselkalk-Oberfläche in das liegende Sediment eindringenden Bioturbationsspuren sind wohl ein Hinweis für lokal noch weiches Substrat während der Omissionsphase.

Alter

Da im fossilarmen Kieselkalk bisher keine stratigraphisch bedeutungsvollen Fossilien gefunden wurden, müssen wir uns auf Datierungen aus den liegenden und hangenden Schichten stützen. Der obere Diphyoides-Kalk gehört an die Grenze Unter-/Ober-Hauterivian. Eine Mikrofauna aus Tonmergeln der unteren Drusberg-Schichten stammt aus dem Mittel-Barremian. Somit dürfte der Kieselkalk das Ober-Hauterivian und Unter-Barremian vertreten. Welche Zeitspanne dabei wegen der Omissionsphase im Dach des Kieselkalkes nicht durch Sedimente belegt wurde, ist nicht bekannt.

Fazies

Der Kieselkalk lässt sich allgemein als detritusreicher Wackestone oder Packstone beschreiben. Kennzeichnend ist vor allem das Vorkommen von feinstverteiltem authigenem Quarz, wie er in allen angeätzten Dünnschliffen in der mikritischen Matrix beobachtet werden konnte. Spongien-Skleren und Echinodermen-Trümmer, die meist als schwer diagnostizierbare, strukturlose Kalzit-Einkristalle vorliegen, sind mengenmässig die wichtigsten Komponenten. Benthonische Foraminiferen und die übrigen Biogene treten dagegen nur ganz untergeordnet auf. Grossen Schwankungen unterliegen die Gehalte an Glaukonit (0–20%) und detritischem Quarz (2–60%). Die relativen Gehalte an Glaukonit, Karbonat- und Quarzdetritus sind im einzelnen Dünnschliff recht unterschiedlich, so dass trotz geringer Diversität der Komponenten doch ein ziemlich weites mikrofazielles Spektrum vorliegt zwischen fast reinen Spiculiten einerseits und kreuzgeschichteten Quarzsand-Mikriten andrerseits.

Im Kieselkalk erkennen wir eine Fortsetzung der Beckensedimentation in wahrscheinlich etwas geringerer Tiefe als im Diphyoides-Kalk. Aufgrund der im wesentlichen mit dem Kieselkalk der Ostschweiz übereinstimmenden Lithologie nehmen wir – nach Funk (1971) – hochbathyales bis tiefneritisches Milieu an. Im Gegensatz zum Diphyoides-Kalk ist die reiche Zufuhr von biogenem Detritus und detritischem Quarz von grosser Bedeutung. Der Sedimentation des Kieselkalkes folgt regional eine Omissionsphase.

Drusberg-Formation

Lithologie

Die Drusberg-Formation bildet den vorwiegend mergeligen, 160–180 m mächtigen Schichtstoss zwischen den kalk- und sandreicheren Formationen im Liegenden

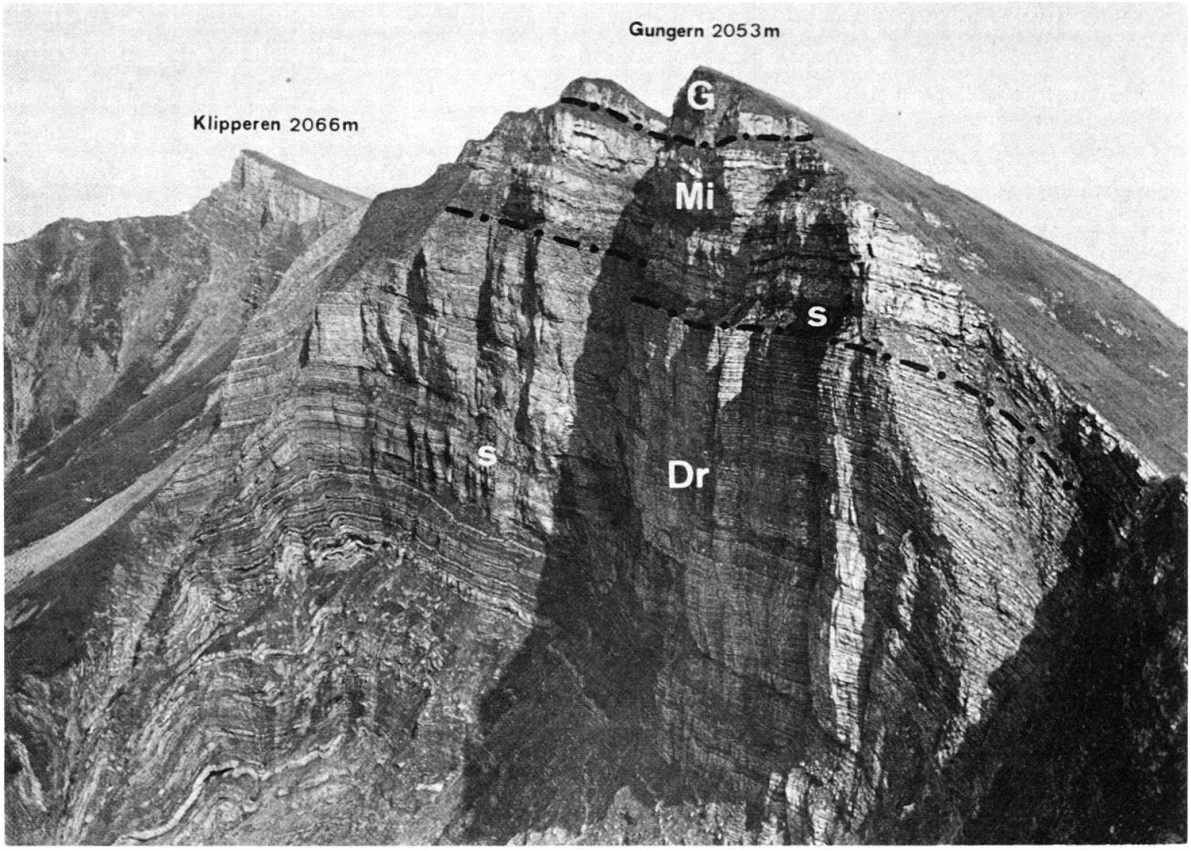


Fig. 4. Drusberg- und Mittagspitz-Formation in der Nordwand des Gungern (2053 m).
Dr = Drusberg-Schichten, *Mi* = Mittagspitz-Formation, *G* = «Gault», *s* = Slumping-Zonen.

(Helvetischer Kieselkalk) und im Hangenden (Mittagspitz-Formation). Eine Unterteilung dieser lithologisch wenig differenzierten Formation ist nicht durchführbar. Von den vier Members Altmann-Schichten, Drusberg-Schichten, Chopf-Schichten und Hurst-Mergel, die BRIEGEL (1972) am Alvier in der Drusberg-Formation unterscheiden konnte, sind nur die Drusberg-Schichten erkennbar.

An der Basis liegen über dem Kieselkalk stets mehrere Meter schwarze, phyllitische Tonmergel, in die sich vorerst zaghaft, nach oben zunehmend häufiger, feinkörnige, zentimeter- bis dezimetermächtige Kalkbänke einschalten. 30–45 m über der Basis beobachtet man lokal einen bemerkenswerten lithologischen Wechsel, indem unvermittelt dünngeschichtete Mergel mit biogenem Karbonat-Detritus sowie knorrig-grobbankige Oolithe und Spatkalke auftreten. Über diesen allochthonen Detrituslagen folgt eine unregelmässige Wechsellagerung von schwarzbraunen Schiefermergeln mit grauen, meist 10–15 cm mächtigen Kalkbänken. Ein einzelner Kalk–Mergel-Kleinzyklus beginnt in der Regel mit einer an der Basis scharf begrenzten, oft leicht buckligen Kalkbank, die nach oben mergeliger wird und schliesslich in laminierte Tonmergel überleitet. Die obersten etwa 50 m der Formation sind deutlich regelmässiger gebankt (vgl. Fig. 4). Die Formationsobergrenze liegt an der Basis einer im Gelände oft zurückwitternden Sandmergel-Serie, mit der die sandreichere Mittagspitz-Formation einsetzt. In mehreren metermächtigen, chaotischen Lagen zeigt sich ein ausgeprägtes, synsedimentäres Slumping.

Über dem Kieselkalk-Dach liegt lokal eine dünne (0–3 cm) Schicht aus sandigen Mergeln mit Glaukonitschlieren, Pyritknöllchen und Fossiltrümmern, die ein Relikt der Altmann-Schichten repräsentieren dürfte.

Fossilinhalt

Makrofossilien sind selten. In den oolithisch-detritischen Kalken wurden Crinoiden-Stielglieder und hochkonische Orbitoliniden gefunden. Einige seltene und nicht näher bestimmbare Ammoniten und Belemniten stammen aus höheren Partien der Drusberg-Formation. Im Gegensatz zur spärlichen Makrofauna findet man oft eine reiche Mikrofauna von benthonischen Foraminiferen, namentlich sandschaligen Marssonellen und kalkschaligen Lenticulinen.

Alter

Die Basis der Drusberg-Schichten am Ranzerberg bei Hohenems – 10 km nordwestlich des Untersuchungsgebietes – wurde von FUCHS (1971) mit Hilfe einer artenreichen, hervorragend erhaltenen Mikrofauna ins tiefere Mittel-Barremian gestellt. Die tiefsten Mergel der Drusberg-Schichten im Untersuchungsgebiet können dank einer von BOSSERT (1977) bestimmten Mikrofauna ins höhere Mittel-Barremian eingestuft werden:

Lenticulina (Lenticulina) muensteri (ROEMER)
Lenticulina (Lenticulina) praegaultina BART., BETTENST. & BOLLI
Lenticulina (Lenticulina) ouachensis ouachensis (SIGAL)
Lenticulina (Lenticulina) eichenbergi BART. & BRAND
Lenticulina (Lenticulina) kugleri BART., BETTENST. & BOLLI
Lenticulina (Astacolus) crepidularis (ROEMER)
Lenticulina (Astacolus) tricarinella (REUSS)
Conorotalites intercedens BETTENSTAEDT
Vaginulina kochii ROEMER
Frondicularia sp.

Weitere, ähnlich zusammengesetzte Faunen aus den mittleren und oberen Drusberg-Schichten ergaben ebenfalls noch Barremian-Alter. Die Formationsobergrenze konnte bisher nicht näher datiert werden.

Fazies

Es lassen sich zusammenfassend drei Mikrofazies-Typen unterscheiden:

a) Reine, sehr feinkörnige Spiculite treten an der Basis der Drusberg-Schichten auf. Diese sind meist fein laminiert und frei von benthonischen Organismenresten. Seltene, aber deutlich bioturbierte Spiculit-Lagen beweisen aber eine – zumindest zeitweise – Besiedlung des Bodens bzw. Bodensedimentes.

b) Oolithische, zum Teil deutlich (gradiert) geschichtete Grainstones mit mikritisierten Komponenten (vor allem Normalooide mit Milioliden-Kernen und Rindenkörnern) sind mit drusigem Orthosparit zementiert. Mit diesen assoziiert kommen oolithische Packstones und Wackestones vor. In der mikritischen

Matrix beobachtet man darin eigentliche «Geisterfaunen» mit autochthonen Spongien-Skleren und allochthonem, schlecht sortiertem Detritus aus Milioliden, Orbitolinen und Ooiden.
Diese zweifellos resedimentäre Seichtwasser-Mikrofazies ist abrupt in spiculitischen Gesteinen des Typs *a* zwischengeschaltet.

c) Wackestones mit unreiner, mikritischer Matrix und wechselnden Gehalten an Quarzsand und Karbonat-Detritus bestimmen die ausserordentliche Uniformität eines Grossteils der Drusberg-Formation. Wesentliche Komponenten sind nur strukturlose Echinodermen-Splitter und Spongien-Skleren. Benthonische Foraminiferen sind nirgends häufig, doch über das gesamte Profil zu beobachten. Pellets im eigentlichen Sinne können in einzelnen Lagen angereichert sein. Der Gehalt an detritischem Quarz bleibt unter 10%. Die mittlere Korngrösse der Komponenten beträgt um 0,1 mm.

Die mikritischen und feinkörnigen Drusberg-Schichten belegen wohl ein offenmarines Schelfmilieu im Ruhigwasser-Bereich. Sichere Überreste assimilierender Organismen (Grünalgen, hermatypische Korallen), wie sie BRIEGEL (1972) im vermergelten Schrattenkalk (Hurst-Mergel) des Alvier-Gebietes nachweisen konnte, wurden nicht gefunden.

Mittagspitz-Formation

Definition der Formation

Als Mittagspitz-Formation wird hier neu eine vorwiegend aus Sandkalken aufgebaute Einheit definiert, die im gesamten Untersuchungsgebiet als Äquivalent des Schrattenkalkes zwischen der Drusberg-Formation im Liegenden und dem «Gault» im Hangenden auftritt. Sie umfasst drei Formationsglieder (members):

3. Sünserspitz-Mergelkalk
2. Spatkalk
1. Mittagspitz-Schichten

Die Formationsuntergrenze liegt im Typusprofil an der Basis einer 3–7 m mächtigen Serie aus schiefrigen Sandmergeln mit Kalkknauern und synsedimentären Slumps. Im Liegenden dieser im Gelände oft als deutliche Hohlkehle sichtbaren Serie folgt die wesentlich sandärmere und regelmässige Kalk-Mergel-Wechsellagerung der oberen Drusberg-Schichten.

Die Formationsobergrenze wird im Referenzprofil mit dem Einsetzen des grobkörnigen Brisi-Sandsteins des «Gault» (Quarzkorn-Durchmesser bis 3 mm) definiert. In Figur 7 wird die im einzelnen sehr wechselhafte Formationsobergrenze dargestellt. Im besonderen fällt darin auf:

— Spatkalk und Sünserspitz-Mergelkalk sind relativ geringmächtig und können lokal vollständig fehlen;
— die Basis des «Gault» wechselt lateral ihren Charakter auf kurze Distanz;

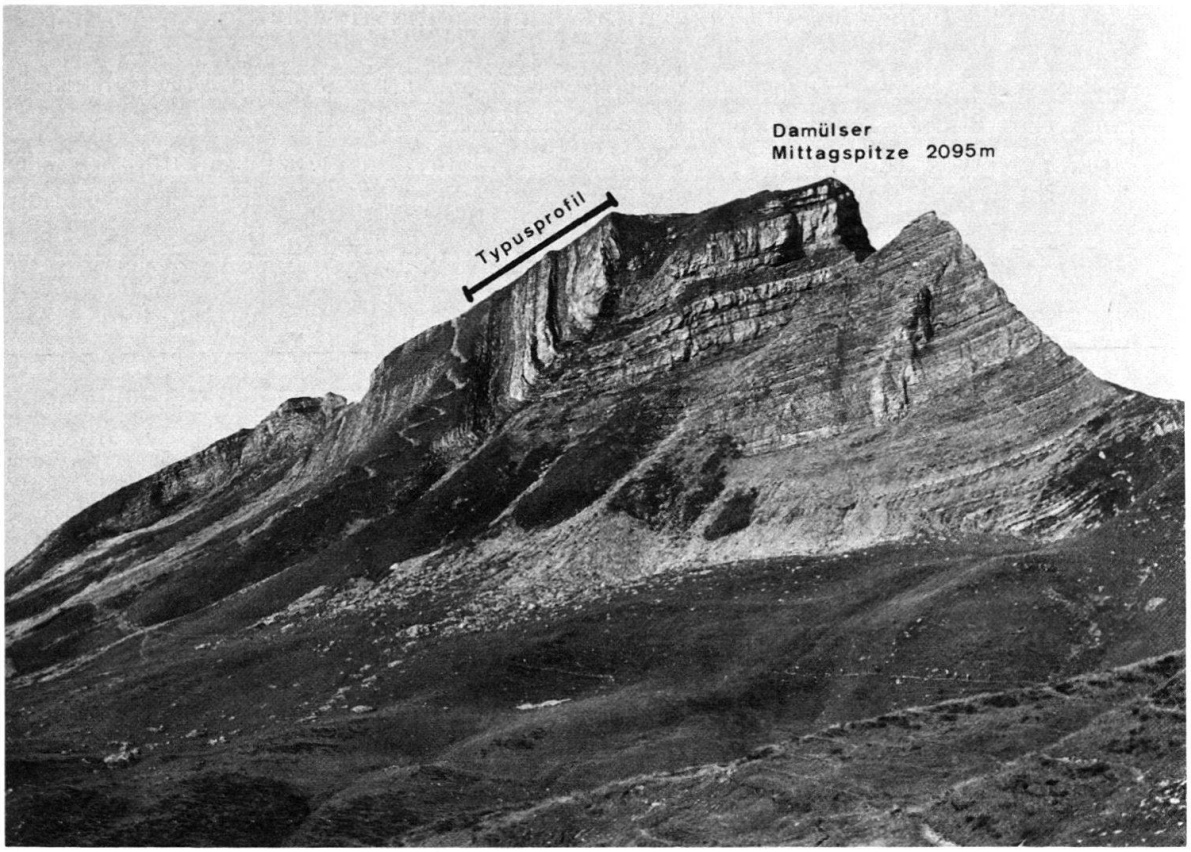


Fig. 5. Damülser Mittagspitze (2095 m) von Osten. Typuslokalität der Mittagspitz-Formation; Situation des Typusprofils.

— es kann sowohl konkordantes als auch diskordantes (bis 8°) Übergreifen des Brisi-Sandsteins und der Gamser Schichten auf die Mittagspitz-Formation beobachtet werden;
— im südöstlichsten Teil des Untersuchungsgebietes mit aberranter «Gault»-Fazies (Argenfazies) gehen die Mittagspitz-Schichten scheinbar kontinuierlich in die schiefrig-mergeligen Freschen-Schichten über.

Typusprofil

Das Typusprofil der Mittagspitz-Formation liegt am Südgrat der Damülser Mittagspitze (2095 m) zwischen Kote 2040 und 2070. Hier sind die Formationsuntergrenze und die Mittagspitz-Schichten gut zugänglich und lückenlos aufgeschlossen (vgl. Fig. 5). Die Profilaufnahme erfolgte in einer kaum gestörten, nordfallenden Serie, wobei die Formationsuntergrenze etwa 15 m oberhalb der Stelle liegt, wo der Pfad auf die Mittagspitze den Grat erreicht.

Spatkalk, Sünserspitz-Mergelkalk sowie die Formationsobergrenze werden in einem Referenzprofil am Sünserspitz (2062 m) – 3,8 km westlich der Damülser Mittagspitze – definiert. Das Profil liegt im obersten Teil des NNW-Grates des Sünserspitzes, wenige Meter östlich des Wegleins zwischen Kote 2040 und 2062. Das Profil wird mit dem Brisi-Sandstein abgeschlossen, der unmittelbar unter dem Gipfelkreuz ansteht.

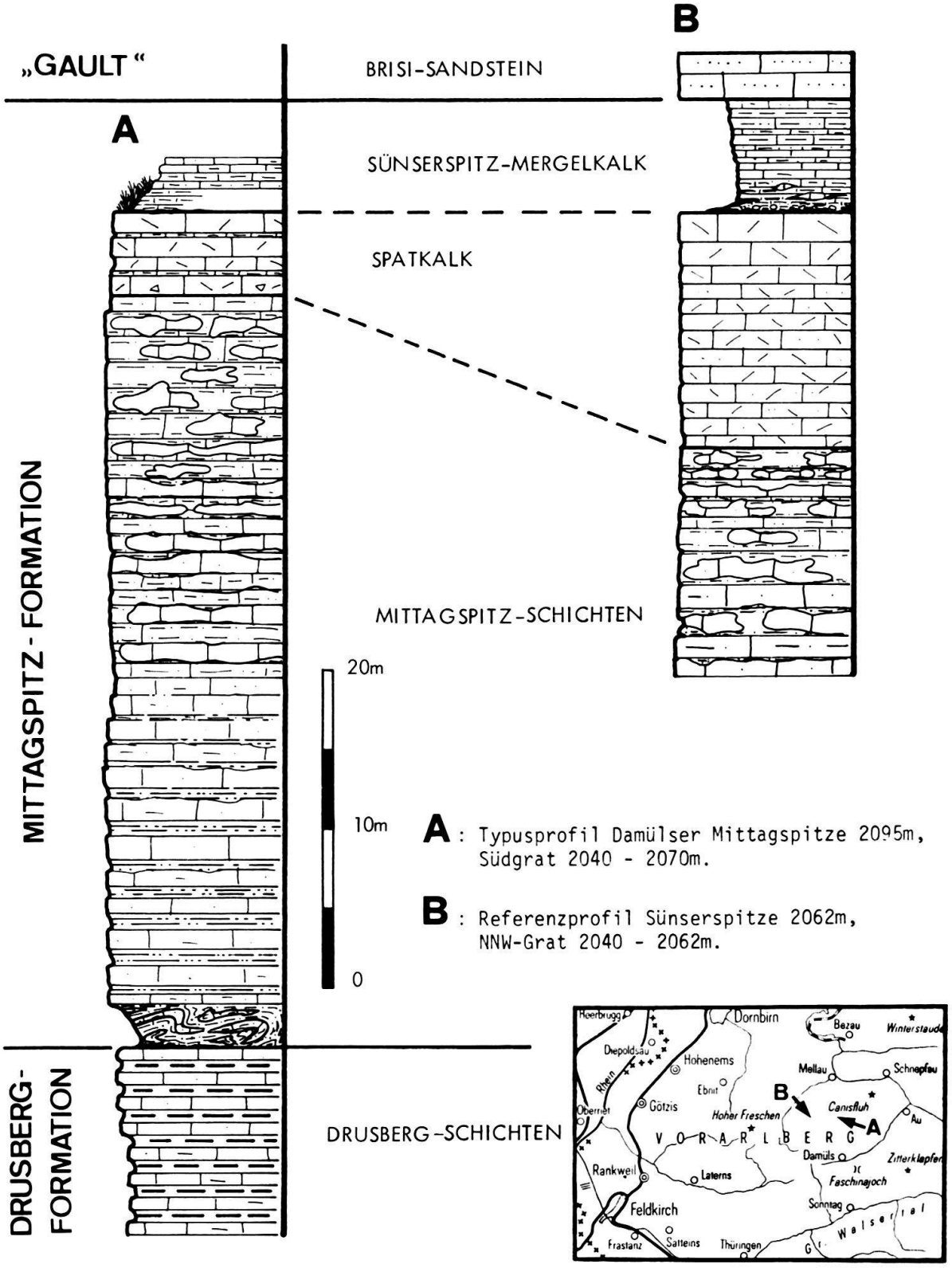


Fig. 6. Typusprofil und Referenzprofil der südhelvetischen Mittagspitz-Formation (Ober-Barremian-Ober-Aptian).

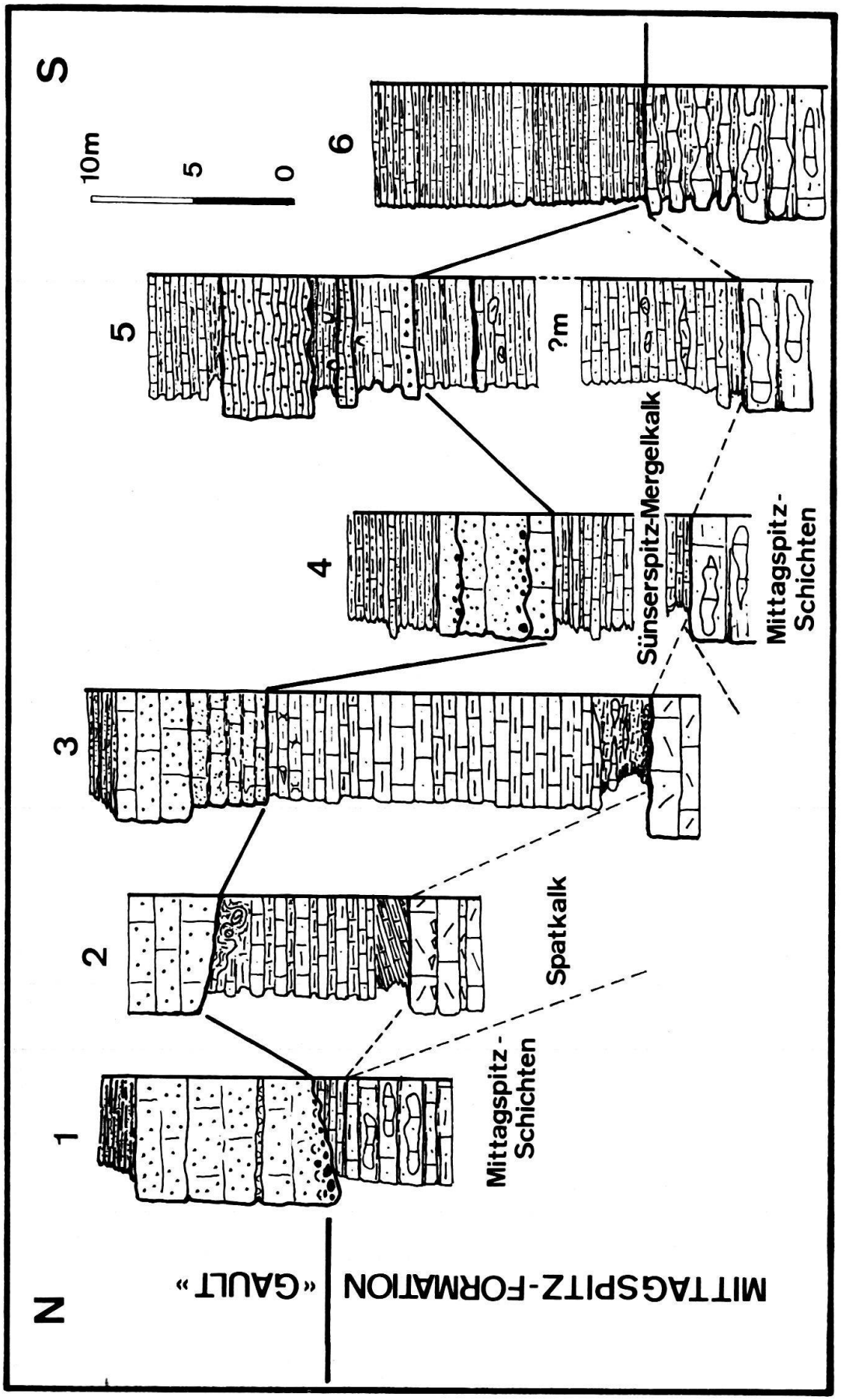


Fig. 7. Detailprofile durch die Formationsgrenze Mittagspitz-Formation / «Gault».
1 = Gungern-Nordwand, Kote 2040–2053; *2* = 50 m östlich Sünserkopf (2032 m); *3* = 100 m südwestlich des Sünserspitzes (2062 m); *4* = Weg Sünseralpe-Hintermellenalpe, Kote 1160; *5* = 600 m südwestlich der Sünseralpe, Kote 1720; *6* = Strasse Au–Damüls, Kote 1080.

Typusgegend

Typusgegend ist die Bergkette zwischen Sünserspitz (2062 m) und Klipperen (2066 m) im hinteren Bregenzerwald, die in der Damülser Mittagspitze (2095 m) ihren höchsten Gipfel besitzt.

Laterale Verbreitung

Die Mittagspitz-Formation tritt, soweit bekannt, nur im südhelvetischen Faziesbereich im Vorarlberg auf. Sie besitzt eine regionale Verbreitung im hinteren Bregenzerwald, wobei das Mächtigkeitsmaximum im Untersuchungsgebiet liegen dürfte.

Im Süden bleibt die mögliche Fortsetzung unter den höheren Flysch-Decken verborgen. Aus dem nach Osten unmittelbar anschliessenden Gebiet besitzen wir keine Literaturangaben, doch konnten wir sichere Mittagspitz-Schichten noch bei Lugen, etwa 2 km östlich von Au, beobachten. Dagegen scheint die Mittagspitz-Formation in dem nördlich an die Kanisfluh anschliessenden Gopfberg-Gewölbe auszukeilen (HEIM & BAUMBERGER 1933, S. 215). Im Westen und Nordwesten schliesslich müssen wir aufgrund älterer Literaturangaben noch mit einer weiteren Verbreitung bis ins Gebiet Hoher Freschen - Mörzelspitze rechnen (SCHAAD 1925, HEIM & BAUMBERGER 1933, SAX 1925).

Die Mittagspitz-Formation ist sehr wahrscheinlich ein seitliches Äquivalent des Schrattenkalkes und besonders der von BRIEGEL (1972) im Hangenden der Drusberg-Schichten des Alvier-Gebietes ausgeschiedenen Hurst-Mergel. Die Art und Weise, wie sich der Übergang aus dem Schrattenkalk bzw. den analogen Folgen am Alvier in die Mittagspitz-Formation vollzieht, ist nicht bekannt.

Beschreibung der Schichtglieder (members)

1. Mittagspitz-Schichten

Die Mittagspitz-Schichten sind das weitaus mächtigste, lokal auch einzige Schichtglied der Mittagspitz-Formation. Sie bestehen aus einer mittel- bis grobbankigen Wechsellagerung von hellgrauen, sandigen Kalken und dunkelbraun-flaserig anwitternden, teilweise kieseligen Sandkalken. Gegen das Hangende löst sich die anfänglich noch regelmässige Bankung zunehmend auf. Die zurückwitternden, hellgrauen Kalkschmitzen sind weniger sandig (10–20%) und repräsentieren wahrscheinlich letzte Reste des noch nicht entkalkten, ursprünglichen Sedimentes. Der höhere Quarzgehalt des übrigen Gesteins (25–60%) wäre somit nicht primär, sondern sekundär durch diagenetische Entkalkung entstanden («intrastratal solution» nach PETTIJOHN 1957).

Im Dünnschliff beobachtet man komponentenreiche und gut sortierte, arenitische Wacke- und Packstones. In den diagenetisch entkalkten Lagen wurden in einem schmutzigen Gefilze aus Mikrosparit und Ton-Stylolithen 25–60% detritischer, maximal 0,2 mm Korndurchmesser aufweisender Quarz angereichert. Die sandärmeren, mikritischen Lagen und Knollen sind dagegen reicher an biogenem,

Fig. 8. Die selektive diagenetische Entkalkung führte in den Mittagspitz-Schichten zu der charakteristischen, knauerartigen Anwitterung (relativ sandarme, helle Kalkpartien wittern in einem schwammigen Sand-Kiesel-Gerüst deutlich zurück).

karbonatischem Detritus geringer Diversität (vor allem Spongien-Skleren, Echinodermen-Bruchstücke und benthonische Foraminiferen). Glaukonit ist stets in geringen Mengen (<2%) vorhanden.

Schrattenkalk-Rinnen. – Bemerkenswert ist die Entdeckung von NW–SE streichenden Schrattenkalk-Rinnen in den oberen Mittagspitz-Schichten. Diese lokal bis zu 8 m mächtigen Rinnen konnten im Gebiet zwischen Sünseralpe und Argenalpe nachgewiesen werden. Eine kleinere, gut aufgeschlossene, teilweise senkrecht zur Längsachse angeschnittene Rinne wurde 460 m westlich des Westendes des Sünsersees auf Kote 1970 detailliert aufgenommen (vgl. Fig. 9).

Die basale, deutlich diskordante Lage der Rinnenfüllung wird durch einen sandigen Mergelschiefer (0–2 cm) mit Echinodermen-Trümmern gebildet. Darüber folgt ein hellgrauer, grobspätiger Kalk mit groben, schlecht sortierten Bioklasten (Korallen; Kalkschwämme: *Barroisia;* Bryozoen, Crinoiden, Milioliden, Orbitoliniden) und bis zu tellergrossen Schmitzen von Mittagspitz-Schichten. Die Rinnenfüllung wird mit einem homogenen, zuoberst schwach sandigen Spatkalk abgeschlossen. Im Dünnschliff beobachtet man ein aus arenitischem bis ruditischem zoogenem Detritus aufgebautes, selbsttragendes Gerüst, dessen Hohlräume mit drusigem Sparit-Zement ausgefüllt sind.

Diese Rinnenfüllungen stammen sicher aus einem faziell ortsfremden marinen Bereich, der aufgrund der vorliegenden Organismenreste und deren Fraktionierung innerhalb der euphotischen Zone und oberhalb der Wellenbasis gelegen haben muss. ZACHER (1973, Abb. 12) schied eine Fazieszone mit maximaler Biogenschutt-Produktion am Südrand der Schrattenkalk-Plattform im Allgäu-Vorarlberg aus, deren Bioklasten-Spektrum gut mit den Rinnenfüllungen übereinstimmt. Da diese Schrattenkalk-Fazies erst in den Nördlichen Vorarlberger Kreide-Ketten ansteht, muss für die vorliegenden Rinnenfüllungen ein mehrere Kilometer langer Transportweg aus Norden angenommen werden.

2. Spatkalk

Als Spatkalk bezeichnen wir das mittlere, 0–15 m mächtige Schichtglied aus dünn- bis grobbankigen, braungrauen und spätigen Kalken. Vereinzelt können dünne Mergelzwischenlagen auftreten.

Mikrofaziell handelt es sich um dichtgepackte und zugleich schlecht sortierte, schwach sandige Biosparite. Der zoogene Detritus besteht vorwiegend aus Crinoiden-Bruchstücken, Bryozoen-Zoarien (Cyclostomata), Muschelschalen, grossen Serpeln und, seltener, benthonischen Foraminiferen (Milioliden, Marssonellen u.a.) und Korallen. Extraklasten aus aufgearbeitetem Material erreichen Grössen von mehreren Zentimetern. Glaukonit ist in allen Dünnschliffen vorhanden und oft gelartig in Bryozoen-Zooecien angereichert.

3. Sünserspitz-Mergelkalk

Dieses bis zu 20 m mächtige Schichtglied besteht im wesentlichen aus einer gelblich anwitternden Wechselfolge von graublauen, schwach sandigen Kalken und Mergelkalken. An der Basis liegt ein Aufarbeitungshorizont aus dunkelgrauen Mergelschiefern mit faustgrossen Extraklasten aus Spatkalk. Im Hangenden wird der Sünserspitz-Mergelkalk scharf durch den Brisi-Sandstein des «Gault» abgeschnitten.

Im Dünnschliff zeigt sich ein komponentenreicher Wackestone mit tonig-mikritischer Matrix und einem relativ hohen Gehalt an Allochemen: vorwiegend Spongien-Skleren, seltener Foraminiferen und Echinodermen-Trümmer. Detritischer Quarz tritt in Form schlecht gerundeter, um 0,06 mm grosser Körner mit 1–20% auf.

Fossilinhalt

Die Mittagspitz-Formation lieferte keine biostratigraphisch signifikanten Mikro- oder Makrofossilien. In den Mittagspitz-Schichten wurden einige unbestimmbare Belemniten-Rostren gefunden. Aus dem oberen Sünserspitz-Mergelkalk stammen schliesslich neben zahlreichen Crinoiden-Stielgliedern auch einige Fischwirbel und Knochenresten.

Bemerkungen zur Chronostratigraphie

In der liegenden Drusberg-Formation konnte noch sicheres Mittel-Barremian nachgewiesen werden. Wir nehmen deshalb für die Mittagspitz-Formation –

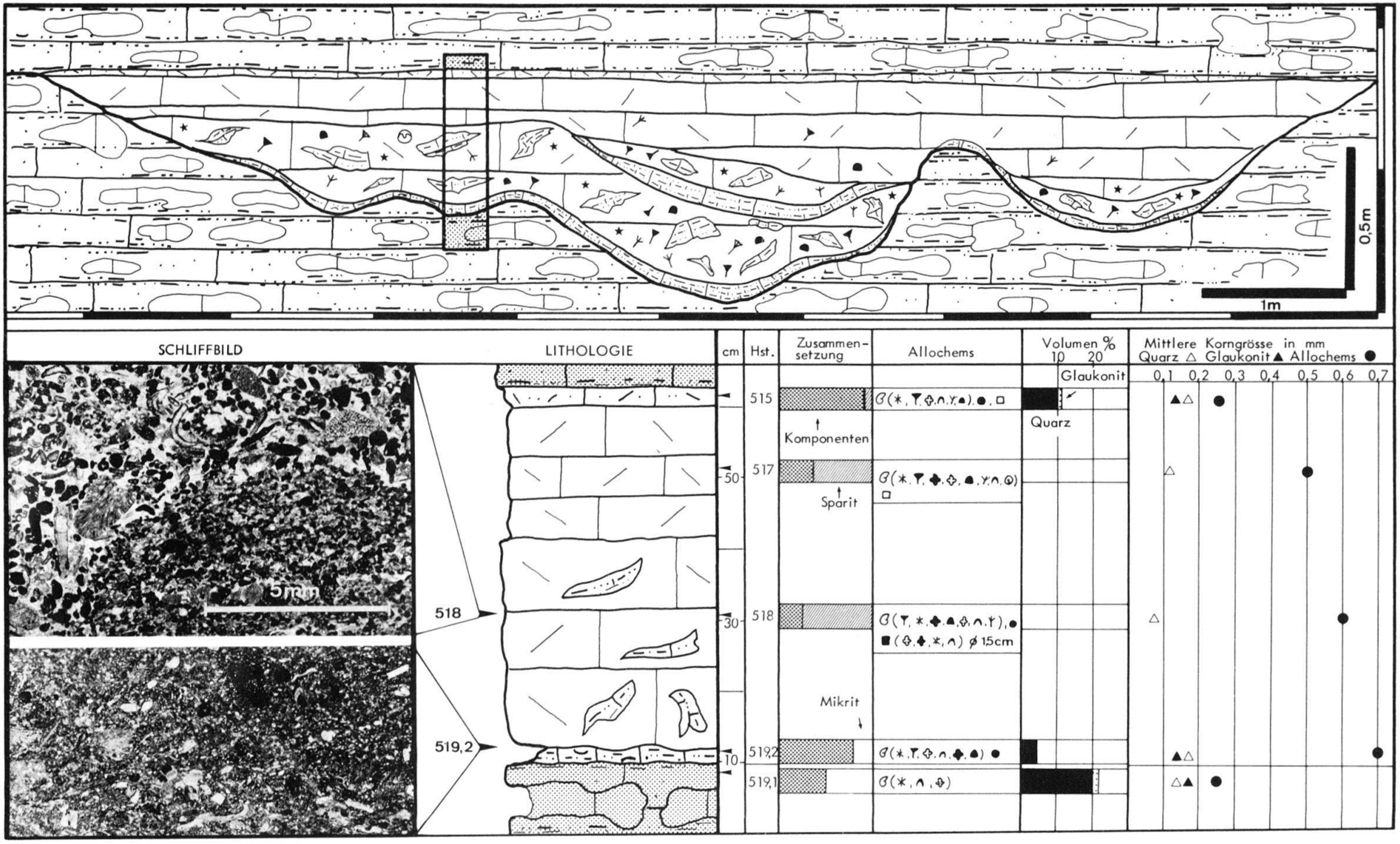


Fig. 9. «Schrattenkalk-Rinne» in den oberen Mittagspitz-Schichten (zweimal überhöht). Legende siehe Gegenseite.

vorderhand ohne direkte paläontologische Beweise - ein Alter von Ober-Barremian bis Ober-Aptian an. Der «Gault» im Hangenden konnte bisher biostratigraphisch ebenfalls nicht eingestuft werden, doch werden die Brisi-Schichten allgemein ins obere Aptian gestellt.

Fazies

Die Mittagspitz-Schichten sind wohl - wie die liegenden oberen Drusberg-Schichten - als Sedimente des Ruhigwasser-Bereichs im tieferen Schelf anzusprechen. Sichere Indizien für eine paläobathymetrische Einstufung (z.B. Grünalgen) wurden nicht gefunden. Belemniten zeigen offen-normalmarine Verhältnisse an, die starke Durchwühlung der Sedimente und benthonische Organismen (Foraminiferen, Spongien, Echinodermen, Mollusken) sind zudem Hinweise für sauerstoffreiches Bodenwasser. Aus dem Norden wurden in Rinnen Bio- und Lithoklasten aus der Seichtwasser-Plattform des Schrattenkalkes geschüttet. Während im Ostschweizer Helvetikum der Schrattenkalk nach Süden zunehmend vermergelt (LIENERT 1965, BRIEGEL 1972), stellen wir in den Mittagspitz-Schichten eine eigentliche Versandung dieser Formation fest. Am naheliegendsten ist eine Herkunft des Quarzsandes vom damaligen Festland des Böhmischen Massivs.

Der Spatkalk repräsentiert eine seichtere Fazies der euphotischen Zone (Korallen-Fragmente). Die sparitische Grundmasse der Gesteine und die relativ groben Bioklasten sind zudem Hinweise für eine Ablagerung innerhalb des High Energy-Level.

Der Sünserspitz-Mergelkalk ist wie die Mittagspitz-Schichten eine normalmarine Bildung unterhalb der Wellenbasis.

Formationen des «Gault»

Einleitung und Grobgliederung

Der «Gault» ist in unserem Gebiet relativ wenig differenziert im Gegensatz zu den Nördlichen Vorarlberger Kreide-Ketten, wo HEIM & BAUMBERGER (1933) über ein Dutzend meist geringmächtige und kondensierte Schichten erkennen konnten. Im Idealfall lässt sich der «Gault» als Abfolge von drei lithologischen Einheiten beschreiben:

3.	Freschen-Schichten	0–50 m
2.	Brisi-Sandstein	0–45 m
1.	Gamser Schichten	0–13 m

Legende zu Figur 9 :

Makrofossilien: ★ Crinoiden, ⊖ Brachiopoden, ⅄ Korallen, ⅄ Bryozoen, ⅄ Schwämme, ◠ Orbitolinen.

Allochems: ⌀ Fossilreste, ● Pellets, □ Intraklasten, ■ Extraklasten.

Die Fossilreste (Mikrofossilien) werden in Klammern, mit abnehmender Häufigkeit von links nach rechts wie folgt unterschieden:
✥ Foraminiferen, ✚ Milioliden, ◠ Orbitolinen, ⅄ Bryozoen, ⅄ Korallen, ⌒ Muscheln, ⊙ Gastropoden.
⁎ Echinodermen.

Diese drei «Formationen» unterliegen sprunghaften Mächtigkeitsschwankungen und können sich lateral ersetzen. Die Gesamtmächtigkeit des «Gault» beträgt im Maximum 50 m. Da eine neuere Bearbeitung und lithostratigraphische Definition des helvetischen «Gault» in der Ostschweiz und im Vorarlberg zurzeit noch aussteht, besitzen diese «Formationen» natürlich nur informellen Charakter.

Die «Gault»-Untergrenze ist sehr heterogen und wohl auch heterochron. In den Profilen 1-6 in Figur 7 lassen sich folgende Typen unterscheiden:

1. Grobsandiger Brisi-Sandstein mit einem phosphoritischen Basiskonglomerat transgrediert diskordant auf Sünserspitz-Mergelkalk.
2. Brisi-Sandstein transgrediert diskordant auf Sünserspitz-Mergelkalk.
3. Sandige Gamser Schichten liegen mit scharfem Kontakt konkordant auf Sünserspitz-Mergelkalk.
4. Brisi-Sandstein liegt mit scharfem Kontakt konkordant auf Sünserspitz-Mergelkalk.
5. Über sandigem Sünserspitz-Mergelkalk folgt dünnbankiger Brisi-Sandstein in Wechsellagerung mit Gamser Schichten.
6. Freschen-Schichten gehen lithologisch aus den liegenden Mittagspitz-Schichten hervor.

Die «Gault»-Obergrenze ist mit der Transgression oberkretazischer und alttertiärer, hemipelagischer Kalke und Foraminiferenmergel mit lokal wohlentwickelten Basiskonglomeraten scharf markiert. Im südöstlichsten Teil des Untersuchungsgebietes findet dagegen ein rascher Übergang in den Seewer Kalk statt (z. B. an der Strasse Au-Damüls, Kote 1080, gut aufgeschlossen).

«Argenfazies»

Mit diesem Namen bezeichnete Heim (in Heim & Seitz 1934, S. 250) die südlichste, monoton schwarze, schiefrig-mergelige Fazies des helvetischen «Gault».

Kennzeichnend ist das alleinige Vorkommen bis zu 50 m mächtiger Freschen-Schichten, die im Liegenden kontinuierlich in die Mittagspitz-Formation (Mittagspitz-Schichten) und im Hangenden in den dunklen Seewer Kalk übergehen.

Die so definierte «Argenfazies» setzt zum erstenmal in der Umgebung der Sackalpe im Südosten unseres Gebietes ein und zieht anschliessend weiter in Südostrichtung gegen den Argenbach (Name!) hinunter. Das beste Profil durch den «Gault» in «Argenfazies» findet sich direkt an der Strasse von Au nach Damüls auf Kote 1080, wo die Freschen-Schichten lückenlos mit 40 m Mächtigkeit aufgeschlossen sind. Ein östlichster Aufschluss liegt 4,0 km entfernt an der Strasse Au-Schoppernau bei Lugen. Die weitere Verbreitung der «Argenfazies» nach Osten und Süden ist nicht bekannt.

Gamser Schichten

Die olivbraun bis schwarz anwitternden, ausgeprägt flaserigen, glaukonitführenden Sandkalke und -mergel erscheinen - wo vorhanden - stets an der Basis des «Gault». Bioturbationsspuren sind sehr verbreitet und vor allem als schwarze, tonige «Fährten» für die Ganser Schichten kennzeichnend.

Mikrofaziell zeigen sich vorwiegend Packstones und seltener Wackestones mit toniger, mikritischer Matrix und schlecht sortiertem Quarzdetritus (Korndurchmesser 0,01–0,3 mm). Unter den allochemischen Komponenten erkennt man nur Spongien-Skleren, Echinodermen-Trümmer und vereinzelte, planktonische Foraminiferen (Hedbergellen).

Brisi-Sandstein

Der Brisi-Sandstein ist ein glaukonit- und phosphoritführender, im Bruch fettglänzender Quarzsandstein. Karbonat- und glaukonitreichere Gesteinstypen (Glaukonitsandkalke) treten weniger auf. Vereinzelt wurden in dünnbankigen Lagen synsedimentäres Slumping sowie symmetrische Oszillationsrippeln (Wellenlänge um 10 cm) beobachtet.

Der Brisi-Sandstein ist als sehr fossilarm bekannt. Der Fund von zwei grobkörnigen Kalksandstein-Bänken mit zahlreichen Schalenabdrücken von *Inoceramus concentricus* PARK. ist deshalb recht bemerkenswert. Die Schalen liegen ausnahmslos in instabiler Lage mit der Konvexseite nach unten. Zusätzlich kommen noch nicht näher bestimmbare Aucellinen und Brachiopoden vor.

Unter dem Mikroskop erkennt man ein dichtes Gefüge von durchschnittlich 0,2 mm grossen, eckigen Quarzkörnern. Polykristalline Quarze sind selten ($\ll 1\%$) und stammen vielleicht aus Gangquarzen des Liefergebietes. Bei den fast karbonatfreien Sandsteinen ist die diagenetische Kompaktion am weitesten fortgeschritten: engverzahntes, quarzitisches Gefüge, felderweise undulöse Auslöschung sowie anomaler, optisch zweiachsiger Charakter ($2V_z = 5\text{–}7°$) der Quarzkristalle sind Hinweise für eine beträchtliche Druckbeanspruchung. Die Sprossung von ankeritischen Kalzit-Rhomboedern nach der Verkieselung der Matrix ist wohl auf diese Kompaktion und Remobilisation des Kalkzementes zurückzuführen. Es kommen auch reine, gelb gefärbte Ankerite vor. Glaukonit erscheint sowohl diffus verteilt in der Matrix als auch in wohl abgrenzbaren Körnern. Xenomorpher authigener Albit ist sehr selten. Ebenso scheinen Schweremineralien weitgehend zu fehlen – ob primär infolge selektiven Sandtransportes oder sekundär durch Drucklösung (PETTIJOHN 1975), ist unklar. Als Matrix beobachtet man drei verschiedene Substanzen: 1. authigenen Quarz, 2. Kalzit als Mikrit und Sparit, 3. Kalzit-Phosphorit-Gel in den Zwickeln der engverzahnten Gefüge.

Freschen-Schichten

Als Freschen-Schichten bezeichnen wir die sandigen und feinglimmrigen, tintenschwarzblauen Schiefermergel des «Gault». Untergeordnet können darin dünne, ebenflächige Kalkbänke auftreten. Wir schliessen uns damit ganz der Definition HEIMS (in: HEIM & SEITZ 1934, S. 250) an, der diesen Namen erstmals für die dunklen Schiefermergel des «Gault» in «Argenfazies» verwendete.

Neu sind die Funde von baumnuss- bis faustgrossen Baryt-Konkretionen, die von einem feinen, maschenartigen Kalzit-Netz umkrustet werden. Pyrit-Konkretionen derselben Grösse sind ebenfalls nicht selten.

Die untersuchten Dünnschliffe zeigen ein feinkörniges Gefüge aus gutsortierten Bioklasten (20–40%) und detritischem Quarz (2–30%). Glaukonit, Pyrit und Musko-

wit treten nur akzessorisch auf. Die mittlere Korngrösse beträgt um 0,04 mm. Die Matrix ist stets mikritisch und von zahllosen, feinen Ton-Stylolithen durchadert. Calcisphaeruliden und wenige, schlecht erhaltene, planktonische Foraminiferen sind die einzigen diagnostizierbaren Allocheme.

Alter des «Gault»

Wegen der grossen Fossilarmut ist eine unmittelbare biostratigraphische Einstufung des «Gault» in unserem Gebiet schwierig. Der Brisi-Sandstein lässt sich lithofaziell gut mit den Brisi-Schichten des Ostschweizer Helvetikums (oberstes Aptian) vergleichen, doch ist eine chronostratigraphische Korrelation unsicher. Aus den Freschen-Schichten bestimmte BOSSERT (1977) eine spärliche Mikrofauna:

Lenticulina (Lenticulina) gaultina (BERTHELIN)
Gavelinella intermedia (BERTHELIN)

Diese Formen erlauben eine Einstufung ins Albian.

Die «Gault»-Obergrenze kann im Gebiet der «Argenfazies» mit Hilfe planktonischer Foraminiferen aus dem hangenden Seewer Kalk an die Basis des oberen Cenomanian gestellt werden.

Der «Gault» dürfte somit den Zeitabschnitt zwischen oberstem Aptian und oberem Cenomanian vertreten, wobei vor allem an der Basis (Diskordanzen!) lokal mit bedeutenden Schichtlücken zumindest während des Aptians zu rechnen ist.

Seewer Kalk

Seewer Kalk finden wir nur im Südosten unseres Gebietes im stratigraphischen Verband mit dem «Gault» aufgeschlossen. Im bereits erwähnten Profil an der Strasse von Au nach Damüls (vgl. S. 698) besteht der untere Seewer Kalk aus einer dünnbankigen Wechsellagerung von schwarzgrauen, im Bruch dichten bis feinkörnigen Kalken und schwarzen Schiefermergeln. Die planktonische Mikrofauna aus

Rotalipora appenninica (RENZ)
Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)
Hedbergella sp.

weist den gesamten Seewer Kalk dieses Profils, welches im Hangenden tektonisch gekappt ist, noch ins obere Cenomanian.

Ein vollständigeres Profil durch den maximal 40 m mächtigen Seewer Kalk kann 4 km weiter östlich bei Lugen an der Strasse Au–Schoppernau aufgenommen werden. Der Seewer Kalk reicht dort vom oberen Cenomanian bis ins oberste Coniacian und besitzt im oberen Drittel einen 50 cm mächtigen, auffallend rot und grün gefärbten Horizont.

Im Dünnschliff erweist sich der Seewer Kalk als feinkörniger Biomikrit mit einer rein planktonischen Mikrofauna aus zahllosen Calcisphaeruliden, Radiolarien und Foraminiferen (Hedbergellen, Rotaliporen, Praeglobotruncanen und Globotruncanen). Auffallend ist der Reichtum der sonst im Seewer Kalk eher seltenen Radiolarien.

Oberkretazische und alttertiäre Serien

Basis-Transgressionen

Im Untersuchungsgebiet konnten erstmals Transgressionen hemipelagischer Foraminiferenmergel und -kalke auf die südhelvetische Unterlage nachgewiesen werden. Diese Serien (Leimern-Schichten, Globigerinenmergel, Schelpen-Serie) wurden bisher als allochthon betrachtet und der südhelvetischen Schuppenzone bzw. ultrahelvetischen Liebensteiner Decke zugewiesen (RICHTER 1969, HOEFLE 1971).

Zwei verschiedenaltrige Transgressionen, die unterschiedlich tief in das Liegende hinabgreifen, sind zu erkennen: eine ältere aus dem oberen Campanian sowie eine jüngere aus dem mittleren Eozän.

Im folgenden sollen einige Detailprofile kurz aufgezeichnet und diskutiert werden:

Profil 1 (vgl. Fig. 10)

7. Schwarzer, schwach sandiger Mergelkalk mit ausgeprägten Fließstrukturen (oberkretazische Leimern-Schichten).
6. Fleckiger, gelbgrauer Mergelkalk. Im Dünnschliff wurden bestimmt:

   Globotruncana ventricosa WHITE
   Globotruncana arca (CUSHMAN)
   Globotruncana leupoldi BOLLI
   Globotruncana ex gr. *elevata-stuarti*

   Diese Assoziation erlaubt eine Einstufung ins unterste Maastrichtian (oberkretazische Leimern-Schichten).
5. Leimern-Konglomerat: die obersten 15 cm sind dicht gepackt. Matrix: graubrauner, schwach sandiger Mergelschiefer mit vereinzelten Brachiopoden. Komponenten: dichter, hellgrauer Kalk (Liebensteiner Kalk), sandige Schiefermergel (Freschen-Schichten), Glaukonitsandstein (Brisi-Sandstein), grauer, sandiger, schwach glaukonitischer Kalk (Mittagspitz-Schichten). Aus verschiedenen Komponenten von Liebensteiner Kalk wurden bestimmt:

   Praeglobotruncana helvetica (BOLLI)
   Globotruncana lapparenti BOLLI
   Globotruncana lapparenti inflata BOLLI
   Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)

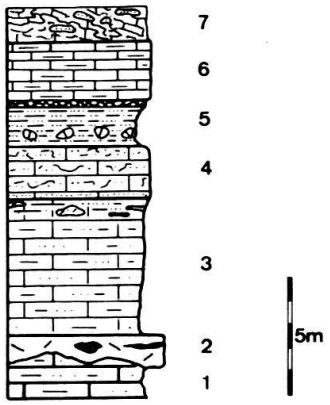


Fig. 10. *Profil 1.* Lage: 300 m nördlich der Hütten der Sünseralpe, direkt unterhalb der Quellfassung in einem kleinen Bach.

Globotruncana linneiana (D'ORB.)
Globotruncana coronata BOLLI
Globotruncana globigerinoides BROTZEN
Heteroheliciden

Diese Sammelfauna vertritt das Turonian, Coniacian, Santonian und reicht mit der jüngsten Spezies *(Gl. linneiana)* noch ins untere Campanian. Das Alter des Transgressionskonglomerats lässt sich damit und unter Berücksichtigung der Fauna aus den hangenden Mergeln (6) als Ober-Campanian (bis allenfalls tiefstes Maastrichtian) bestimmen.

4. Flaseriger, dunkler, mürber Glaukonitsandstein (Gamser Schichten).
3. Mergeliger und sandiger Kalk (Sünserspitz-Mergelkalk).
2. Biogentrümmerkalk mit Silexknollen (Schrattenkalk-Rinne).
1. Dunkelgrauer, sandiger Kalk (Mittagspitz-Schichten).

Wir beobachten in diesem Profil ein konkordantes Übergreifen oberkretazischer Leimern-Schichten (6) mit einem Basiskonglomerat (5) aus aufgearbeiteten Lithoklasten auf den glaukonitisch-sandigen «Gault» (4).

Profil 2 (vgl. Fig. 11)

3. Vorwiegend feingeschichtete, graue und fleckige Mergel und dichte, im Bruch dunkelgraue Kalke. Folgende Mikrofauna wurde an der Basis bestimmt:

Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)
Globotruncana conica WHITE
Globotruncana stuartiformis DALBIEZ
Globotruncana arca (CUSHMAN)
Heteroheliciden

Diese Fauna kann dem unteren Maastrichtian zugeordnet werden (oberkretazische Leimern-Schichten).

2. Grünschwarze, glaukonitisch-sandige Mergel und Sandkalke mit tonigen, schwarzen «Fährten». Im Dach vereinzelte Pyritfladen (Gamser Schichten).
1. Graue Sandkalke (Mittagspitz-Schichten).

Auch in diesem Profil zeigt sich eine konkordante Überlagerung (Transgression) von Leimern-Schichten des Unter-Maastrichtian (3) auf Gamser Schichten des «Gault» (2).

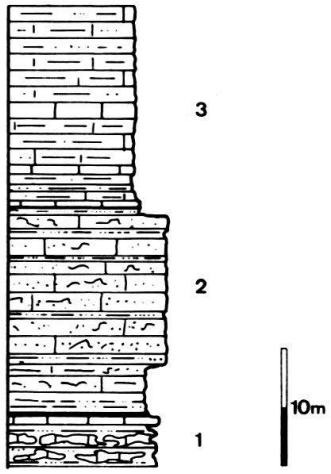


Fig. 11. *Profil 2.* Lage: bei der Hütte der Sünseralpe (vgl. auch HEIM & SEITZ 1934, S. 242).

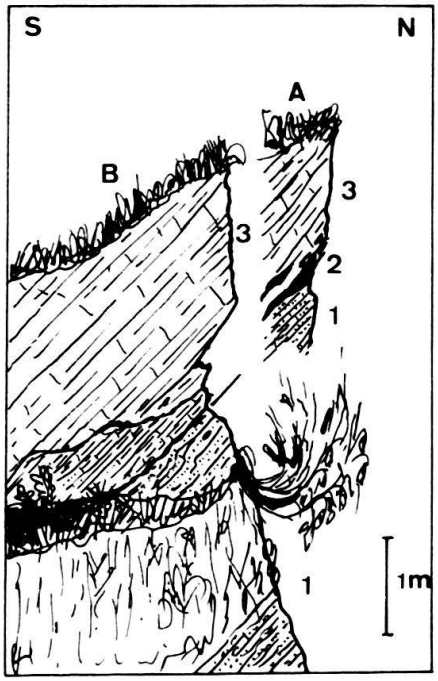


Fig. 12. *Profil 3.* Lage: 150 m SSE der grossen Alphütte der Sünseralpe in der steilen Böschung orographisch rechts des Baches. Das Profil *A* liegt 8 m östlich von Profil *B*.

Profil 3 (vgl. Fig. 12)

3. Fleckiger, heller Globigerinenmergel, an der Basis mit einzelnen Nummuliten-Nestern. 3- bis 4kammerige Globorotaliden an der Basis weisen auf unter- bis mitteleozänes Alter (Leimern-Schichten/Globigerinenmergel).
2. Kleine Linsen von Nummulitenkalk mit eingeregelten, zusammengeschwemmten Nummuliten, Discocyclinen, Sphaerogypsinen, Assilinen, Bryozoen, Lithothammnien und Globigerinen.
   (Weiter östlich, wo der Weg zur Sünseralpe den Bach quert, wurde in analogen Nummulitenkalk-Linsen auf der rechten Bachseite *Discocyclina* cf. *nummulitica* GÜMBEL gefunden, welche ein mitteleozänes Alter angibt.)
1. Schwarze, sandige Schiefermergel mit Pyrit-Konkretionen (Freschen-Schichten).

Mitteleozäne Globigerinenmergel mit Nummuliten an der Basis (3, 2) transgredieren hier auf den konkordant liegenden «Gault» (1).

Profil 4 (vgl. Fig. 13)

3. Kalkige, hellgraue Schiefermergel, die gegen oben zunehmend kalkiger werden und eine mitteleozäne Globigerinenfauna enthalten (Leimern-Schichten/Globigerinenmergel). An der Basis liegt ein prachtvolles Transgressionskonglomerat mit aus dem Liegenden aufgearbeiteten, bis brotlaibgrossen Lithoklasten aus Brisi-Sandstein, Spatkalk und einem älteren Konglomerat mit Brisi-Sandstein, Freschen-Schichten und Liebensteiner Kalk.
2. Schwarze, schiefrige Sandmergel mit einzelnen Bänken aus glaukonitischem Sandkalk (Freschen-Schichten).
1. Im Bruch fettglänzender, glaukonitischer Sandstein (Brisi-Sandstein).

Hervorragend aufgeschlossen zeigt sich hier eine winkeldiskordante Transgression mitteleozäner Leimern-Schichten (3) mit einem wohlentwickelten Basiskonglomerat auf Brisi- (1), Freschen- (2) und Gamser Schichten des «Gault».

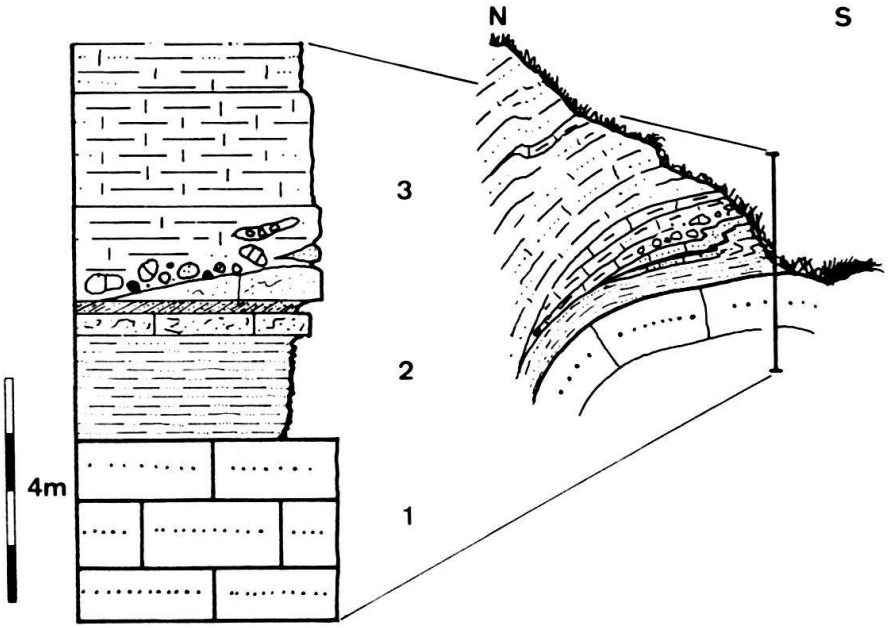


Fig. 13. *Profil 4.* Lage: am Grat 400 m WSW des Hochblanken.

Profil 5 (vgl. Fig. 14)

1. Mittagspitz-Schichten mit Schrattenkalk-Rinnen.
2. Wechsellagerung gelblich anwitternder, sandiger Kalkbänke und schiefriger Mergelkalke (Sünserspitz-Mergelkalk).
3. Glaukonitischer, flaseriger Sandkalk (Gamser Schichten).
4. Schwarzer, sandiger Schiefermergel (Freschen-Schichten).
5. Grauer Mergelkalk (oberkretazische Leimern-Schichten).
6. Synklinalfüllung aus zähen, bräunlichen Sandmergeln (Schelpen-Serie).
   An der Basis liegt ein Konglomerat aus hellen Mergelkalkknollen. Bemerkenswert ist eine eingeschaltete Nummulitenkalk-Linse sowie eine schichtparallele Lage aus ockerfarbenen Knollen einer Lithothammnienbrekzie (Lithothammnien, *Solinomeris*-Algenkrusten, Nummuliten, kleine Assilinen, Discocyclinen, Operculinen bilden im Dünnschliff ein zusammengeschwemmtes Haufwerk). Alter: Unteres bis mittleres Eozän.

Wir erkennen hier eine eozäne, rinnenförmige Schüttung (Transgression) sandiger und an der Basis grobklastischer Sedimente (6), die die liegenden helvetischen Formationen (1–5) diskordant abschneidet und die sich lithologisch sehr gut mit der Schelpen-Serie vergleichen lässt (vgl. S. 705).

Lithostratigraphie

Leimern-Schichten

Die verschiedenen, mehr oder weniger sandigen bzw. schiefrigen Mergel und Kalke der Oberkreide und des Alttertiärs sind im Feld kaum sicher gegeneinander abzugrenzen und werden hier zusammenfassend unter dem im Gebiet eingebürgerten Namen «Leimern-Schichten» behandelt. Damit sei aber ausdrücklich nichts

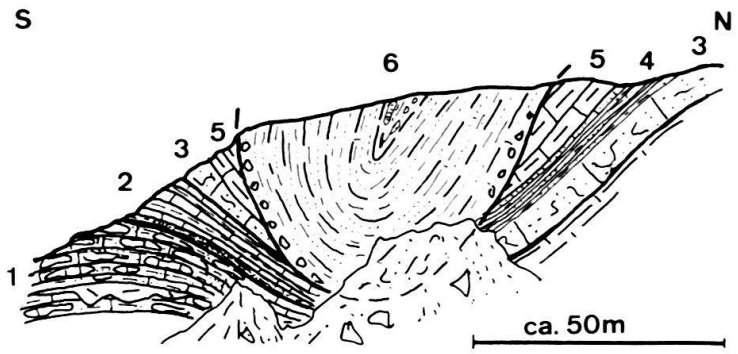


Fig. 14. *Profil 5.* Lage: am Südgrat des Sünserspitzes, 300 m südlich des Gipfels.

über deren lithofazielle und paläogeographische Zusammengehörigkeit mit den Leimern-Schichten der Typlokalität ausgesagt.

Die eozänen Leimern-Schichten werden auch als Globigerinenmergel bezeichnet, lassen sich aber im Feld nicht von den oberkretazischen bis paleozänen Mergeln unterscheiden.

Die Mächtigkeit beträgt schätzungsweise 70 m. Es handelt sich im wesentlichen um hellgelblich anwitternde, im Bruch dunkelgraue und fleckige, wenig sandige Foraminiferenmergel und -kalke. An der Basis ist lokal ein Transgressionskonglomerat (Leimern-Konglomerat) vorhanden aus mässig sortierten, aufgearbeiteten Lithoklasten von Zentimeter- bis Dezimetergrösse.

Die über das ganze Profil geschlämmten Mikrofaunen erlauben eine Zuweisung der Leimern-Schichten bzw. Globigerinenmergel ins Campanian bis mittlere Eozän.

Schelpen-Serie

Der Begriff «Schelpen-Serie» wird von RICHTER (1969) für dunkle, Discocyclinen führende Sandkalke mit vereinzelten Feinbrekzien und grobklastischen Schüttungen im Eozän der ultrahelvetischen Liebensteiner Decke gebraucht. Wir verwenden hier diesen Namen erstmals für lithofaziell übereinstimmende Gesteine im Alttertiär der Säntis-Decke.

Im oberen Teil der Leimern-Schichten schalten sich lokal bräunlichschwarze, sandige Mergel und Sandkalke ein, welche an der Basis oft mit diskordanten, grobklastischen Schüttungen einsetzen. Diese können bis tief in die liegenden Formationen der Mittleren und Unteren Kreide hinabreichen (vgl. Profil 5).

Die Mikrofauna aus allochthonen Grossforaminiferen und autochthonen Globorotaliden weist die Schelpen-Serie ins untere bis mittlere Eozän.

Allochthone helvetische Scholle

Am Grat westlich des Sünserkopfes liegt über Globigerinen führenden Leimern-Schichten des Mitteleozäns eine allochthone Scholle aus schmächtigem «Gault» und hell anwitterndem, dichtem Seewer Kalk einer nördlicheren Fazies. Die Ausdehnung dieser Scholle beträgt mindestens 400 × 20 m, die Mächtigkeit mindestens 13 m.

Die exotische Schichtfolge wird charakterisiert durch:

— Lochwald-Fossilschicht aus Glaukonitsandkalk mit einer basalen Anreicherung von Belemniten und Terebratuliden;
— die knolligen und sandigen Mergelkalke und Kalke der Aubrig-Knollenschichten;
— die 0–30 cm dünne, schlierenförmige Glaukonitlage unter dem Seewer Kalk (Fugenschicht);
— etwa 8 m dunklen bis hellgrauen Seewer Kalk mit Inoceramen, im basalen Teil mit Silexlinsen;
— einen brekziösen und bioturbierten Glaukonitsandstein mit aufgearbeiteten Komponenten von Seewer Kalk an der Basis der karrenartigen Taschen, die tief in den liegenden Seewer Kalk eindringen (Wang-Brekzie ?).

Eine derartige Fazies der Mittleren und Oberen Kreide steht im Helvetikum des Untersuchungsgebietes nicht an, wohl aber – nach Heim & Seitz (1934, S. 266ff.) – 5–7 km weiter im Norden im Raume südlich der Bizauer Mulde.

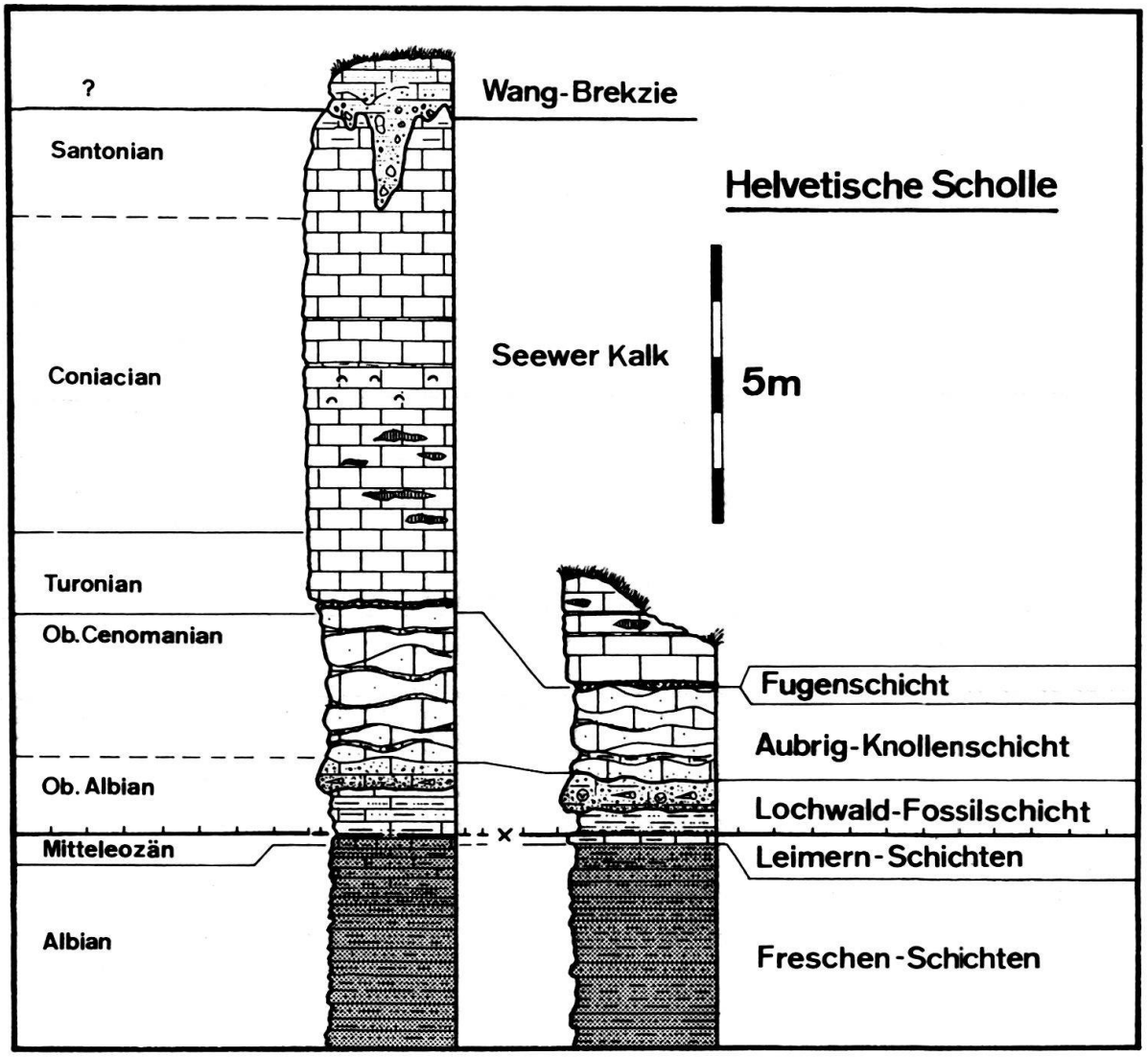


Fig. 15. Schichtreihe der allochthonen helvetischen Scholle des Sünserkopfes.

Wir betrachten den exotischen Körper als mächtigen Olistholithen, der postmitteleozän aus Norden eingeglitten ist. Eine Herkunft aus Süden ist aufgrund der Faziesverteilung auszuschliessen.

III. TEKTONIK

Helvetikum

1. Jura der Säntis-Decke

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der maximalen Achsenkulmination der helvetischen Ketten Vorarlbergs. Der Oberste Jura (Schilt-Schichten, Quintner Kalk, Zementsteinschichten) tritt dadurch in einer maximal 3½ km breiten und 13 km langen, mächtigen Aufwölbung zutage und bildet die E-W streichende Kette Kojenkopf-Kanisfluh-Mittagfluh.

Der Bau des Quintner-Kalk-Sattels Kojenkopf-Kanisfluh, dessen Südschenkel unser Kartierungsgebiet im Norden abschliesst, ist sehr kompliziert und nicht mehr Gegenstand dieser Arbeit. Die steilen, bewaldeten Nordhänge zwischen Kojenkopf (1583 m) und Kanisfluh (2044 m) werden zurzeit von H. Loacker näher untersucht und kartiert (LOACKER 1977). Eine tektonische Übersicht über die Kanisfluh-Mittagfluh-Kette vermittelt die Arbeit von SCHAAD (1926*b*).

Der Quintner Kalk erscheint im Westen erstmals am Rand des Untersuchungsgebietes im hinteren Mellental auf Kote 1000 subhorizontal aufgeschlossen. Von hier aus steigt er axial mit 5° nach Osten an, bis er nach 2 km im Wallenbach auf Kote 1250 wiederum flachliegend gefunden wird. Der Quintner Kalk bildet im Westen offenbar ein grossradiges Gewölbe mit einem steilstehenden bis mässig überkippten Nordschenkel und einem sehr flachen Südschenkel. Im Südschenkel müssen wir aus geometrischen Gründen eine bedeutende Aufschiebung annehmen, da die im Hangenden 600 m nordwestlich der Freudenbergalpe aufgeschlossene Überschiebung von Diphyoides-Kalk und Palfris-Schiefern auf Kieselkalk wie auch der intensive Faltenbau im Kreide-Stockwerk wohl nur mit einer Verkürzung des liegenden Juras befriedigend erklärt werden können. Slumpartige Falten in den unteren Zementsteinschichten im oberen Wallenbach, Kote 1280, können mit einer kleineren Aufschiebung im Quintner Kalk oder allenfalls mit synsedimentärer, oberjurassischer Bruchtektonik in Zusammenhang gebracht werden.

Stirnregion und Nordschenkel des Jura-Gewölbes Kojenkopf-Kanisfluh sind infolge der prekären Aufschlussverhältnisse schwierig zu analysieren. Während ganz im Westen im Wallenbach noch ein ungestörtes Profil vom obersten Quintner Kalk bis in die unteren Palfris-Schiefer aufgeschlossen ist, liegen 1½ km weiter östlich Palfris-Schiefer mit scharfem tektonischem Kontakt direkt auf Quintner Kalk. Am Wurzachsattel schliesslich finden wir auf dem Quintner Kalk des Kanisfluh-Südschenkels wieder normalstratigraphisch Zementsteinschichten und Palfris-Schiefer.

Westlich von Au taucht erstmals ein südlicher Quintner-Kalk-Sporn auf, der auf Palfris-Schiefer des Kanisfluh-Südschenkels aufgeschuppt ist. Jenseits der Bregenzer Ach kann dieses südlichste Jura-Element im Süden der Mittagfluh weiter nach

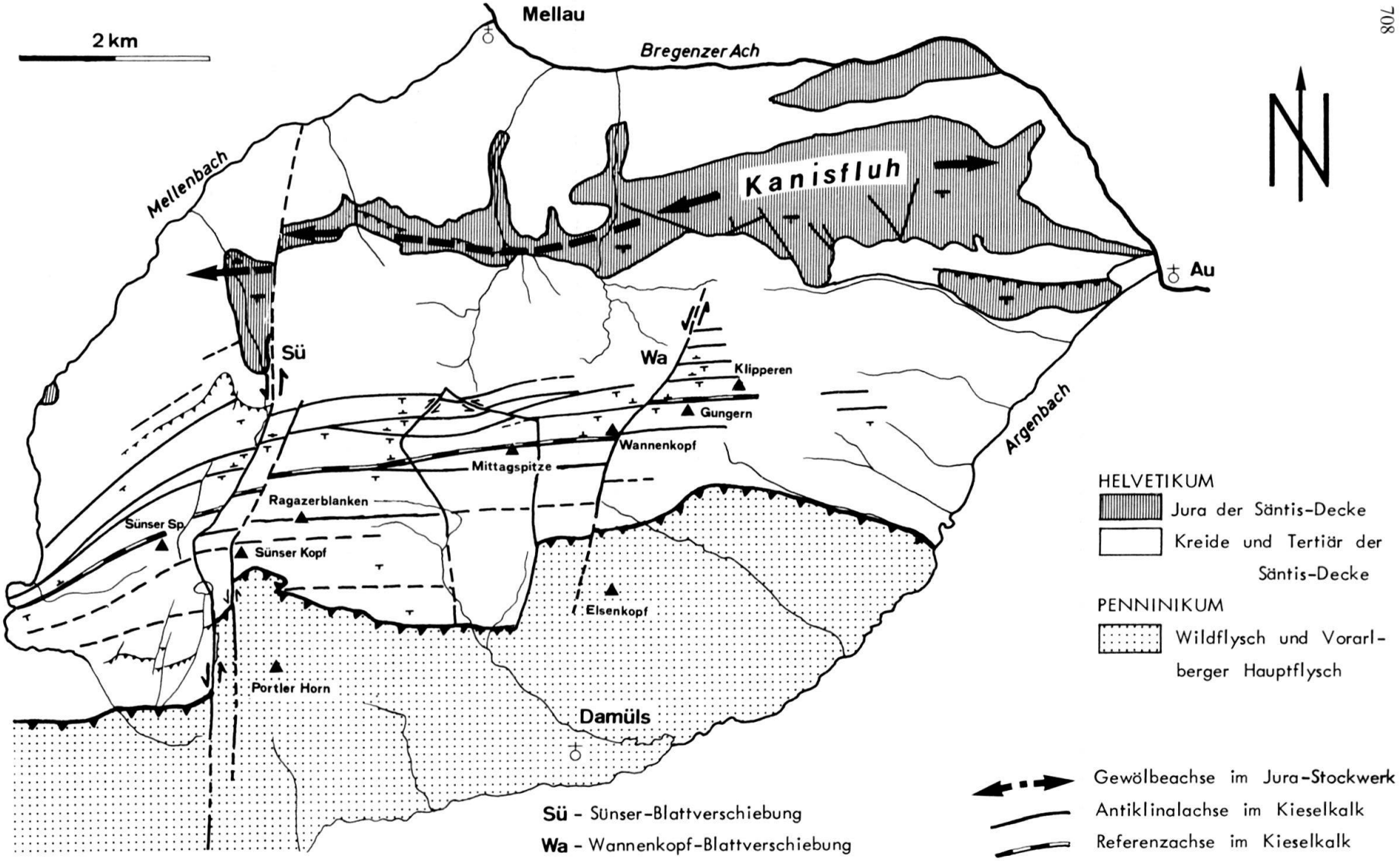


Fig. 16. Tektonische Karte des Südhelvetikums (Säntis-Decke) zwischen Mellau und Damüls (Bregenzerwald, Vorarlberg).

Osten verfolgt werden. Es ist denkbar, dass dieser Quintner-Kalk-Sporn sich aus der von uns 9 km weiter westlich postulierten, grossen Aufschiebung im Jura-Südschenkel entwickelt.

Im Gegensatz zu den südlich anschliessenden Kreide-Ketten mit ihrem prächtigen Faltenbau beherrscht Bruchtektonik sowohl im kleinen als auch im grossen das Jura-Stockwerk. Das Quintner-Kalk-Gewölbe wird zwischen dem Mellental im Westen und der Kanisfluh im Osten an mehreren Verwerfungen verstellt. Eine erste bedeutende, senkrecht zur Gewölbeachse verlaufende, steilstehende Störung liegt 1½ km westlich des Kojenkopfes (1583 m) und schiebt den Quintner Kalk im Osten um 300 m relativ nach Norden vor. Aus dem Erosionszirkus der Hofstättenalpe zieht eine steilstehende Störung durch das Tobel des Alpbaches. Der Quintner Kalk im Osten wird an dieser Verwerfung angehoben und grenzt 450 m NNW der Kanisalpe tektonisch an mässig südfallende Zementsteinschichten. Subparallel zur Kanisfluh-Gewölbeachse verläuft schliesslich eine bedeutende Blattverschiebung durch die Lücke 900 m nordöstlich der Kanisalpe, wobei der Nordteil derart angehoben wird, dass dort Schilt-Schichten nördlich der Blattverschiebung in unmittelbarer Nähe von Zementsteinschichten südlich der Blattverschiebung anstehen. Der Südschenkel des Kanisfluh-Gewölbes wird schliesslich entlang zahlreichen Brüchen verstellt. Die zwei wichtigsten, steilstehenden, NW-SE streichenden Blattverschiebungen verlaufen - unter sich praktisch parallel - durch die Grateinsattelungen ½ bzw. 1 km westlich der Holenke (2044 m).

2. *Kreide der Säntis-Decke*

Die im Süden dem Jura aufliegende Kreide-Kette zwischen Sünserspitz (2062 m) und Klipperen (2066 m) besitzt einen prachtvollen Faltenbau. In Figur 16 haben wir den Verlauf der Antiklinalachsen im Helvetischen Kieselkalk dargestellt. Aus dem hinteren Mellental steigt das Faltenbündel, das aus fünf bis sieben nordvergenten Gewölben aufgebaut wird, in vorerst nordöstlicher, dann in östlicher Richtung mässig steil axial bis zum Hochblanken (2068 m) an. Dieser Axialanstieg erfolgt allerdings nicht kontinuierlich. Bei Galtsuttisalpe beobachtet man beispielsweise ein schwaches Axialfallen nach Osten. Die Achsenkulmination wird am Hochblanken (2068 m) erreicht, wo der Scheitel der höchsten Kieselkalk-Antiklinale auf Kote 2000 liegt. Weiter ostwärts - zwischen Damülser Mittagspitze (2095 m) und Klipperen (2066 m) - verlaufen die Achsen nahezu horizontal und streichen am Ostabbruch des Klipperen-Zuges mit schwachem Ostfallen in die Luft aus.

Auffallend ist die mehrfache Auffingerung und Bündelung von Kieselkalk-Antiklinalen im Untersuchungsgebiet. Für den Baustil der Gewölbe im kompetenten Kieselkal sind die spitzen Antiklinalen im Liegenden (Diphyoides-Kalk) sowie die spitzen und tiefen Synklinalen im Hangenden (Drusberg-Schichten) kennzeichnend.

Der disharmonische Faltungsstil zwischen dem kompetenten Helvetischen Kieselkalk und den mergeligen Formationen im Liegenden und Hangenden ist in den hohen Felskulissen der Kanisalpe eindrücklich aufgeschlossen. In den Antiklinalkernen des Kieselkalkes zeigt hier der Diphyoides-Kalk meist enge Spezialfaltung, wobei er lokal entlang kleinen Scherflächen in der Achsenebene ausgequetscht

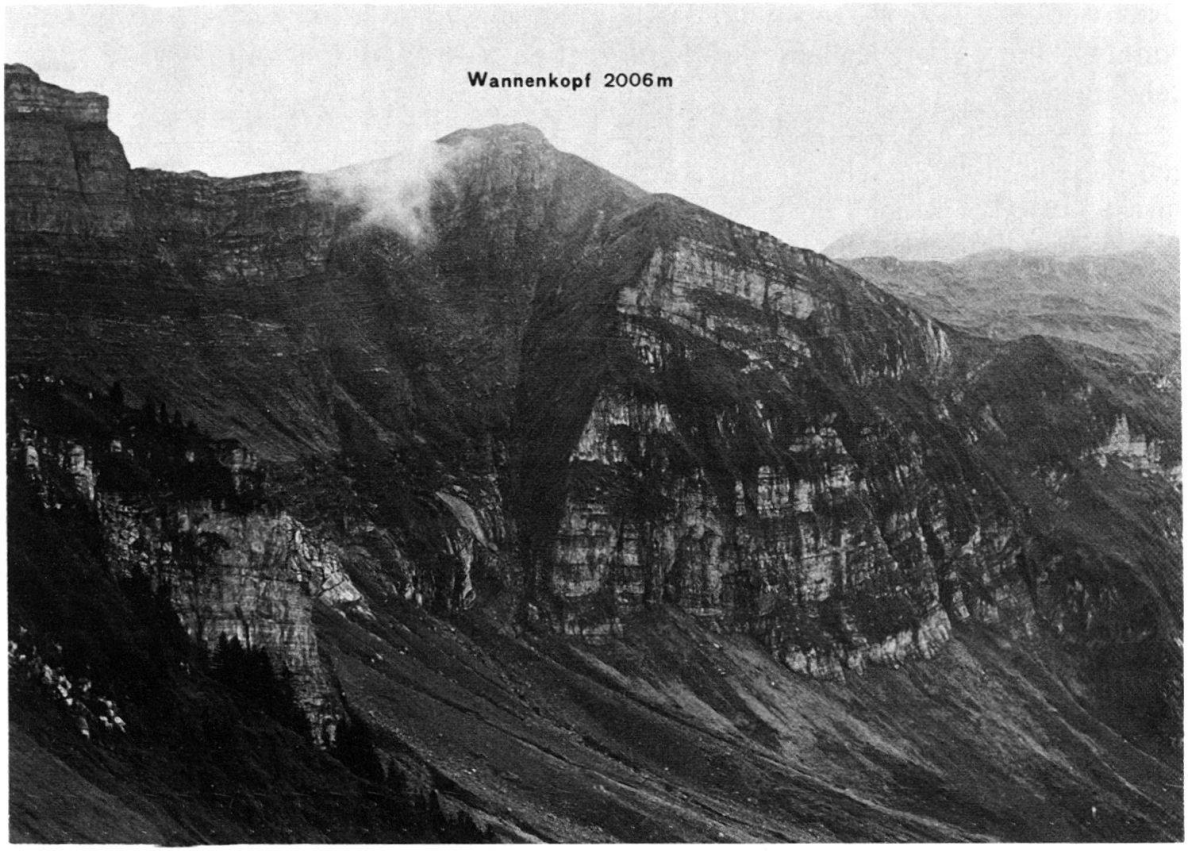


Fig. 17. Die sinistrale Wannenkopf-Blattverschiebung im Nordabbruch des Wannenkopfes (2006 m). Die aufgebrochene Kieselkalk-Antiklinale sowie Drusberg- und Mittagspitz-Formation der Gungern-Wannenkopf-Kette (links) werden an der steilstehenden Blattverschiebung um 500 m nach Norden vorgeschoben und gegen ein schief angeschnittenes Kieselkalk-Gewölbe (rechts) versetzt.

wurde. In den bis 200 m tiefen und engen Synklinalen wurden die unteren Drusberg-Schichten in chaotische Falten gelegt, doch können einzelne Kalkbänke mit ihrer tiefen, synklinalen Umbiegung durchverfolgt werden.

Neben der dominierenden Faltung sind Aufschiebungen von untergeordneter Bedeutung und nur lokal entwickelt. Erwähnenswert ist einzig die Überschiebung unter der Freudenbergalpe, wo Kieselkalk und Diphyoides-Kalk einer Antiklinale um maximal 200–300 m flach auf die liegende Synklinale nach Norden überschoben wurden (Antiklinalaufschiebung). 600 m ESE der Korbalpe erkennt man im südfallenden Kieselkalk eine flexurartige Abschiebung, so dass dort Drusberg-Schichten in unmittelbarer Nähe von Diphyoides-Kalk anstehen.

Der Faltenstil in der Drusberg- und Mittagspitz-Formation kann am Ragazer Schrofen sehr gut studiert werden. Im Gegensatz zum Kieselkalk sind hier Kofferfalten entwickelt, in deren überkippten Schenkeln sich teilweise nach aussen vergente Scherflächen gebildet haben. Dieser Faltenstil erinnert stark an oberjurassische Gewölbe im Schweizer Kettenjura.

Zahlreiche, meist NNE–SSW streichende Brüche und sinistrale Blattverschiebungen durchschneiden diagonal bis rechtwinklig die Kreide-Ketten im Untersuchungsgebiet. Regionales Ausmass besitzen zwei bedeutende, sinistrale Blattverschiebungen mit beträchtlichen Versetzungsbeträgen:

Im Westen lässt sich die *Sünser Blattverschiebung* aus dem Rhenodanubischen Flysch im Süden bis ins Jura-Gewölbe beim Kojenkopf im Norden auf einer Länge von 12 km durchverfolgen. Der maximale Versetzungsbetrag, um den der Ostteil nach Norden vorgeschoben wurde, beträgt 600 m.

4 km östlich der Sünser Blattverschiebung werden die Kreide-Antiklinalen an einer zweiten bedeutenden Störung erneut sinistral versetzt. Die *Wannenkopf-Blattverschiebung* (Fig. 17) versetzt hier den Ostteil Wannenkopf-Klipperen um 500 m nach Norden und um 120–150 m in die Tiefe. Im Nordabsturz des Wannenkopfes (2006 m) ist die Blattverschiebung, die mit dem Achsenstreichen einen Winkel von 50 bis 60° bildet, grossflächig aufgeschlossen. Entlang der bemerkenswert ebenflächigen Verschiebung beobachtet man nur unbedeutende Kakiritisierung. Im Süden kann die Wannenkopf-Blattverschiebung östlich der Ugaalpe bis in den Rhenodanubischen Flysch verfolgt werden; eine Fortsetzung in das helvetische Jura-Gewölbe der Kanisfluh im Norden ist dagegen nicht nachweisbar.

Zwischen den beiden erwähnten Blattverschiebungen wird ein etwa 1 km breiter Keil unter der Damülser Mittagspitze (2095 m) an zwei stumpf zueinander einfallenden Verwerfungen en bloc um 10–20 m herausgehoben. Die beiden Verwerfungen sind im Norden unterhalb der Damülser Mittagspitze (2095 m) gut sichtbar.

3. *Relativbewegung zwischen Jura- und Kreide-Stockwerk*

Es wird allgemein angenommen, dass das Jura- und das Kreide-Stockwerk beim helvetischen Deckentransport im Vorarlberg solidarisch geblieben sind und heute die Säntis-Decke Vorarlbergs bilden (OBERHAUSER 1963, TRÜMPY 1969). Tatsächlich fehlen denn auch im Untersuchungsgebiet Aufschlüsse oder Indizien für ein wohldefiniertes Abscherungsniveau der Kreide-Ketten.

Zumindest lokale Aufschiebungen konnten aber nachgewiesen werden. So wurden im Südschenkel des Kojenkopf-Quintner-Kalk-Gewölbes die Zementsteinschichten vollständig ausgequetscht und chaotisch verfaltete Palfris-Schiefer auf Quintner Kalk aufgeschoben.

4. *Südhelvetische Schuppenzone*

Die im Süden der Kette Sünserspitz (2062 m)-Klipperen (2066 m) liegenden oberkretazischen bis eozänen Formationen wurden bisher (RICHTER 1969, HOEFLE 1971) als allochthones, im Oligozän aus Süden aufgeglittenes Ultrahelvetikum betrachtet und tektonisch der Liebensteiner Decke zugewiesen. Die Entdeckung von Basistransgressionen weist nun aber einen bedeutenden Teil dieser oberkretazischen und alttertiären Mergel als normalstratigraphisch Hangendes der Säntis-Decke zu.

Als südhelvetische Schuppenzone bezeichnen wir hier – in Anlehnung an OBERHAUSER (1958) – eine im Hangenden der Säntis-Decke oft nur schwer abtrennbare Verschuppung von Formationen der Unterkreide (Mittagspitz-Formation), der Mittelkreide (Freschen-Schichten) sowie der Oberkreide und des Alttertiärs (Liebensteiner Kalk, Leimern-Schichten). Diese Schuppenzone ist im Tobel 300 m nordöstlich der Mittelargenalpe mit über 100 m Mächtigkeit vorzüglich aufgeschlossen.

Die Herkunft der einzelnen Divertikel dürfte recht heterogen sein. Denkbar ist eine bezüglich Transportweite nur unbedeutende Abscherung vom normalhelvetischen Untergrund - namentlich für die Mittagspitz- und Freschen-Schichten - sowie eine etwas südlichere Herkunft von Anteilen der Säntis-Decke, die heute unter der Hauptflysch-Decke verborgen liegen - namentlich für den Liebensteiner Kalk und Anteile der Freschen- und Leimern-Schichten. Pakete älterer Gesteine innerhalb der Leimern-Schichten sind vielleicht - wie der sicher aus Norden eingeglittene Mega-Olistholith des Sünserkopfes - eher als post-mitteleozäne Gleitpakete denn als tektonische Divertikel zu deuten.

Eine ultrahelvetische Liebensteiner Decke mit einer von der Säntis-Decke unterscheidbaren Schichtreihe lässt sich dagegen im Untersuchungsgebiet nicht nachweisen.

Penninikum

Über die helvetische Säntis-Decke und südhelvetische Schuppenzone legt sich das südfallende Flysch-Paket der mehrere tausend Meter mächtigen Vorarlberger Hauptflysch-Decke (Rhenodanubischer Flysch, Üntschen-Decke). Die scharfe Überschiebungsfläche, an welcher die schwarzen Tone des Wildflyschs (Feuerstätter Decke) stark ausgedünnt und lokal vollständig ausgewalzt wurden, ist im Mitteltobel auf über 1 km Länge durchgehend aufgeschlossen.

Verdankungen

Wir danken Dr. R. Oberhauser (Geologische Bundesanstalt, Wien) und Prof. R. Trümpy (Zürich) für zahlreiche Ratschläge und Anmerkungen sowie ihr stetes Interesse, das sie unserer Arbeit entgegenbrachten. Prof. Trümpy sei zudem für die kritische Durchsicht des Manuskriptes, Dr. A.G. Milnes (Zürich) für hilfreiche Ratschläge bei der englischen Zusammenfassung herzlich gedankt.

LITERATURVERZEICHNIS

BETTENSTAEDT, F. (1958): *Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen.* - Z. dtsch. geol. Ges. *109*, 566-592.

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

BOSSERT, H. (1977): *Zur Geologie des Gebietes zwischen Damülser Mittagspitze, Portler Horn und Kojenkopf (Bregenzerwald).* - Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich.

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

DIEGEL, F. (1973): *Zur Korrelation der helvetischen Zementsteinschichten zwischen Glärnisch und Alvier.* - Mitt. geol. Inst. ETH und Univ. Zürich [N.F.] *166.*

FELBER, P. (1977): *Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im Helvetikum auf Blatt 112, Bezau.* - Verh. geol. Bundesanst. (Wien) *1977*/1, A96-A99.

— (1978): *Zur Geologie der helvetischen Kreidekette zwischen Kanisfluh und Damülser Mittagspitze (Bregenzerwald), Vorarlberg.* - Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich.

FUCHS, W. (1971): *Eine alpine Foraminiferenfauna des tieferen Mittel-Barrême aus den Drusbergschichten vom Ranzenberg bei Hohenems, Vorarlberg.* - Abh. geol. Bundesanst. (Wien) *27.*

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

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

GANZ, E. (1912): *Stratigraphie der mittleren Kreide (Gargasien, Albien) der oberen helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen.* - Denkschr. schweiz. natf. Ges. *47/1*.

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

GUILLAUME, H. (1957): *Géologie du Montsalvens.* - Beitr. geol Karte Schweiz [N.F.] *104*.

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

HEIM, ARN. (1916): *Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe.* 3. Teil. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *20/3*, 369-573.

— (1919): *Zur Geologie des Grünten im Allgäu.* In: *Festschrift «Albert Heim».* - Vjschr. natf. Ges. Zürich *64*, 458-486.

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

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

HOEFLE, H. (1971): *Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen in der Liebensteiner Decke im Allgäu und im Vorarlberg.* - Diss. Freie Univ. Berlin.

KRAUS, E. (1932): *Der nordalpine Kreideflysch.* - Geol. paläont. Abh. *19/2*, 65-199.

LE HÉGARAT, G. (1971): *Le Berriasien du Sud-Est de la France.* - Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon *43/1*, 1-308.

LE HÉGARAT, G., & REMANE, J. (1968): *Tithonique supérieur et Berriasien de l'Ardèche et de l'Hérault. Corrélation des Ammonites et des Calpionelles.* - Geobios *1*, 7-70.

LIENERT, O. (1965): *Stratigraphie der Drusbergschichten und des Schrattenkalks im Säntisgebirge unter besonderer Berücksichtigung der Orbitoliniden.* - Diss. ETH Zürich.

LOACKER, H. (1977): *Bericht 1976 über Aufnahmen im Helvetikum auf Blatt 112, Bezau.* - Verh. geol. Bundesanst. (Wien) *1977/1*, A99-A101.

LUPU, M. (1972): *Mikrofazielle Untersuchungen eines Quintnerkalk-Profils der Mittagsfluh in Vorarlberg.* - Verh. geol. Bundesanst. (Wien) *1972/2*, 281-287.

MASCHEK, W. (1955): *Zur Geologie des Gebietes zwischen Gopfberg und Blasenka (Bregenzerwald).* - Jb. Vorarlberger Landesmuseumsver.; Jahresgabe 98. Vereinsj., 153-154.

MYLIUS, H. (1911): *Jura, Kreide und Tertiär zwischen Hochblanken und Hohem Ifen.* - Mitt. geol. Ges. Wien *4*, 483-618.

OBERHAUSER, R. (1956): *Zur Geologie des Gebietes zwischen Kanisfluh und Hohem Ifen (Bregenzerwald).* - Jb. Vorarlberger Landesmuseumsver.; Jahresgabe 99. Vereinsj., 124-126.

— (1958): *Neue Beiträge zur Geologie und Mikropaläontologie von Helvetikum und Flysch im Gebiet der Hohen Kugel (Vorarlberg).* - Verh. geol. Bundesanst. (Wien) *1958/2*, 121-140.

— (1963): *Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht.* - Jb. geol. Bundesanst. (Wien) *106*, 1-88.

— (1974): *Bericht über Aufnahmen auf Blatt St. Gallen 110 und auf Blatt Dornbirn 111.* - Verh. geol. Bundesanst. (Wien) *1974/4*, A79-A81.

PETTIJOHN, F. (1957, 1975): *Sedimentary Rocks* (2nd, 3rd ed.). - Harper, New York.

RICHTER, M. (1957): *Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzungen nach Westen und Osten.* - Z. dtsch. geol. Ges. *108/2*, 156-174.

— (1969): *Vorarlberger Alpen.* - Sammlung geologischer Führer *49* (Borntraeger, Berlin).

SAX, H. (1925): *Geologische Untersuchungen zwischen Bregenzer Ach und Hohem Freschen (Vorarlberg).* - Diss. Univ. Zürich.

SCHAAD, H. (1925): *Geologische Untersuchungen in der südlichen Vorarlberger Kreide-Flyschzone zwischen Feldkirch und Hohem Freschen.* - Diss. Univ. Zürich.

— (1926a): *Beiträge zur Valanginien- und Hauterivienstratigraphie im Vorarlberg.* - Geol. Rdsch. *17/2*, 81-108.

— (1926b): *Zur Geologie der jurassischen Canisfluh-Mittagfluh-Gruppe im Bregenzerwald.* - Vjschr. natf. Ges. Zürich *70*, 49-84.

TRÜMPY, R. (1969): *Die helvetischen Decken der Ostschweiz. Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse.* - Eclogae geol. Helv. *62/1*, 105-143.

VACEK, M. (1879): *Über Vorarlberger Kreide. Eine Localstudie.* - Jb. k.k. geol. Reichsanst. *29*, 659-758.

WYSSLING, G. (1979): *Zur Geologie des Gebietes zwischen Mellental und Furka Joch (Bregenzerwald), Vorarlberg.* - Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.

ZACHER, W. (1973): *Das Helvetikum zwischen Rhein und Iller (Allgäu-Vorarlberg).* - Geotekt. Forsch. *44*, 1-74.

ZITTEL, K. (1868): *Paläontologische Studien über die Grenzschichten der Jura- und Kreideformation im Gebiete der Karpathen, Alpen und Apenninen.* 1.Abt.: *Die Cephalopoden der Stramberger Schichten.* - Ebner & Seubert, Stuttgart.

GEOLOGISCHE KARTEN

BOSSERT, H. (1977): *Geologische Karte des Gebietes zwischen Damülser Mittagspitze, Portler Horn und Kojenkopf.* 1:10000.- Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich.

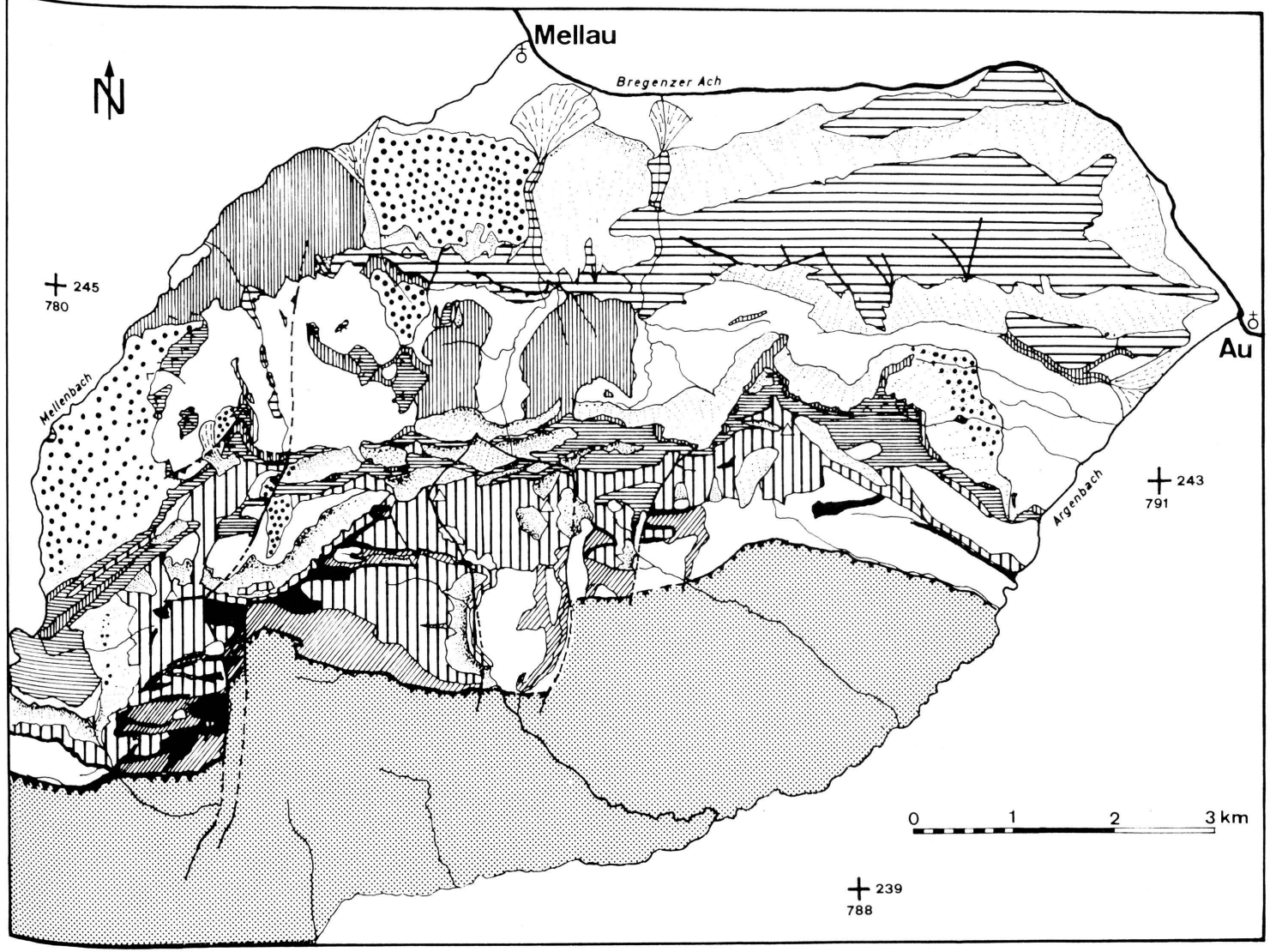
FELBER, P. (1978): *Geologische Karte des Gebietes zwischen Kanisfluh und Damülser Mittagspitze.* 1:10000. - Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich.

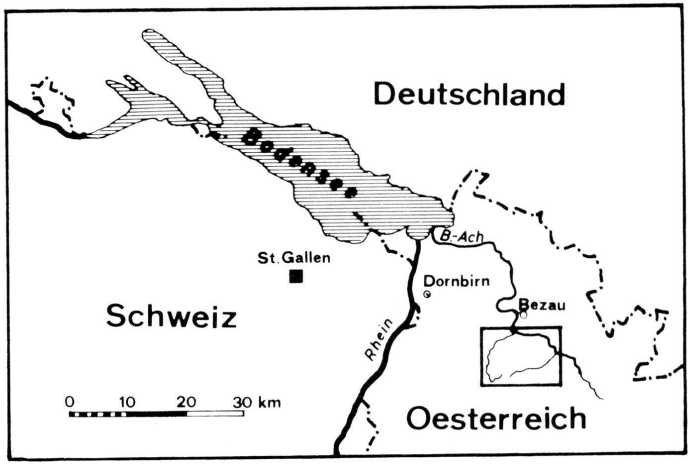
MYLIUS, H. (1911): *Geologische Karte des Jura-, Kreide- und Tertiärgebirges zwischen Hochblanken und Hohem Ifen.* 1:25000. - Wien.

RICHTER, M. (1969): *Geologische Karte der Vorarlberger Alpen.* Ca. 1:140000. - Berlin.

WYSSLING, G. (1979): *Geologische Karte des Gebietes zwischen Mellental und Furka Joch.* 1:10000. - Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.

ZACHER, W. (1972): *Geologische Karte von Bayern.* 1:100000. Blatt 670 *Oberstdorf.* - München.





Penninikum

- Wildflysch & Rhenodanubischer Flysch

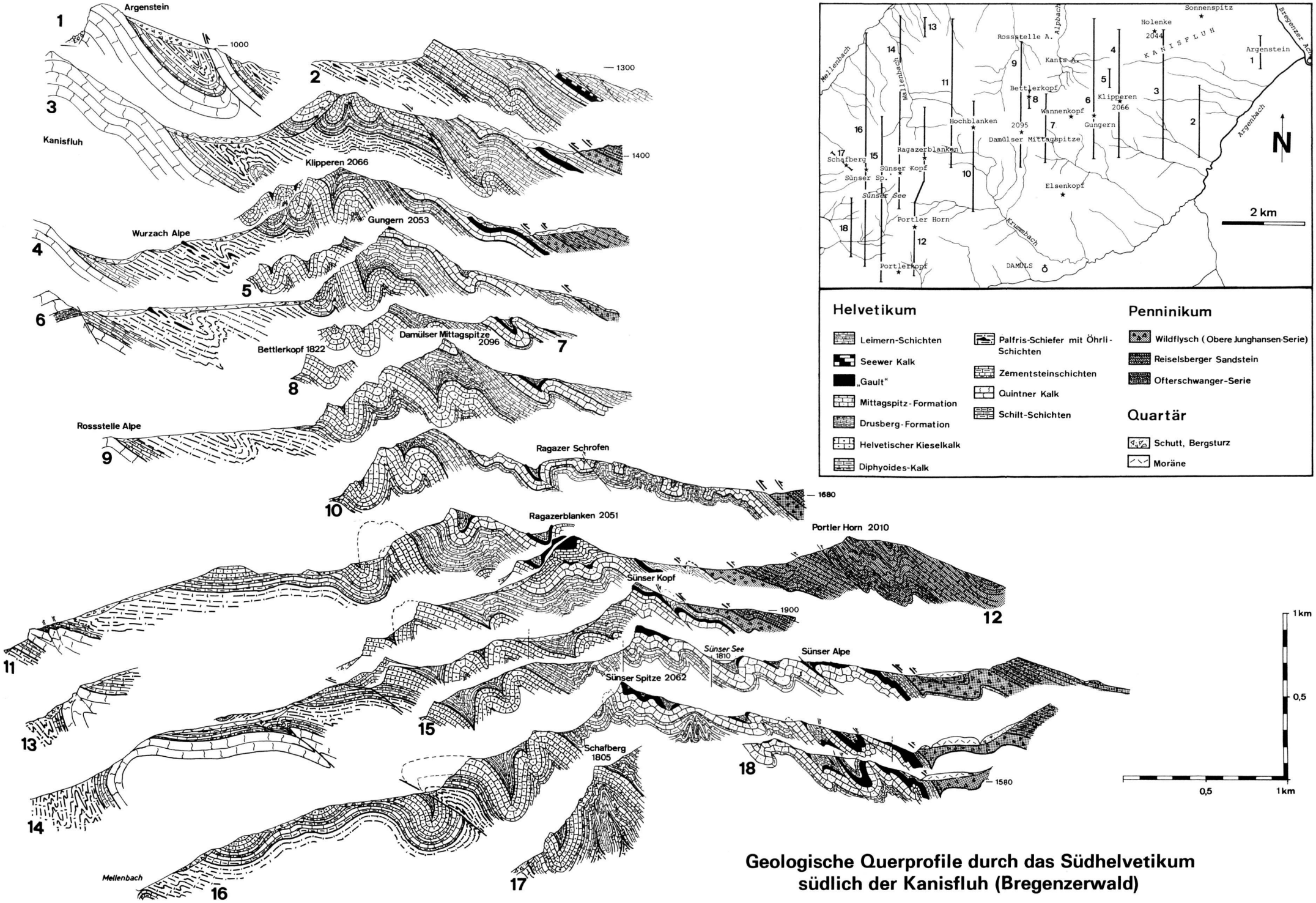
Helvetikum

- Oberkreide & Alttertiär
- "Gault"
- Mittagspitz-Formation & Drusberg-Formation
- Helvetische Kieselkalk-Formation
- Diphyoides-Kalk & Palfris-Schiefer
- Zementsteinschichten & Quintner Kalk

Quartär

- Moränenbedeckung, Alluvionen
- Bergsturz, Blockschutt
- Gehängeschutt
- Sackungen

Geologische Karte des Gebietes zwischen Mellau und Damüls (Bregenzerwald)



Geologische Querprofile durch das Südhelvetikum südlich der Kanisfluh (Bregenzerwald)