Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016–7800	Band **127**	Heft 3	S. 331–347	Wien, Dezember 1984

Das Fenster von Nüziders (Vorarlberg) und sein Rahmen

Von MARK EBERHARD*)

Mit 17 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 141, 142

Österreich
Vorarlberg
Stratigraphie
Tektonik
Quartär

Inhalt

Zusammenfassung, Summary ... 331
1. Einleitung ... 332
1.1. Geographische und geologische Übersicht ... 332
1.2. Historischer Überblick ... 332
1.3. Systematisches ... 332
2. Stratigraphie ... 335
2.1. Lechtal-Decke ... 335
2.1.1. Untere Arlberg-Schichten ... 335
2.1.2. Mittlere Arlberg-Schichten ... 335
2.1.3. Raibler Formation ... 335
2.1.4. Kössen-Formation ... 338
2.2. Falknis-Decke ... 338
2.2.1. Tristel-Schichten ... 338
2.3. Uentschen-Decke ... 338
2.3.1. Planknerbrücke-Serie ... 338
2.3.2. Fanola-Serie ... 338
2.4. Liebensteiner Decke ... 338
2.4.1. Oberkreide ... 338
2.4.2. Globigerinenmergel ... 340
3. Tektonik ... 343
3.1. Lechtal-Decke ... 343
3.1.1. Übersicht ... 343
3.1.2. Platznahme der Decke und ihrer Schuppen ... 344
3.2. Falknis-Decke ... 345
3.2.1. Übersicht ... 345
3.2.2. Platznahme der Decke ... 345
3.3. Uentschen-Decke ... 345
3.3.1. Platznahme ... 345
3.4. Liebensteiner Decke ... 345
3.4.1. Platznahme ... 345
4. Quartär ... 345
4.1. Gletscherausräumung ... 345
4.1.1. Der Illgletscher zur Riß und Würmzeit ... 345
4.1.2. Die Vereisung auf dem Hohen Frassen ... 346
4.1.3. Bildung und Entwässerung der Dolinen ... 346
4.1.4. Zurückschmelzen der Gletscher und Auswirkungen ... 346
4.2. Fluviale Einflüsse ... 346
Dank ... 346
Literatur ... 347
Geologische Karten ... 347

Zusammenfassung

Die geologischen Untersuchungen wurden im Gebiet nördlich der Ortschaften Bludenz – Nüziders – Ludesch (Vorarlberg), vor allem in der Trias der Lechtal-Decke sowie in der im Fenster von Nüziders aufgeschlossenen Kreide der Falknis-Decke, durchgeführt.

*) Anschrift des Verfassers: MARK EBERHARD, Geologisches Institut der ETH, ETH-Zentrum, 8092 Zürich.

Mikrofossilfunde in der Trias ergaben eine neue zeitliche Einstufung für die Arlberg-Schichten. Die Unteren Arlberg-Schichten wurden im Ladinian bis Carnian (Cordevol), die Mittleren im Carnian (Cordevol – Tuval) abgelagert. Die Oberen Arlberg-Schichten konnten nicht datiert werden. Bisher der Falknis-Decke zugeordnete Formationen werden neu zur Liebensteiner Decke gestellt.

Tektonisch wird die das gesamte Ostalpin in diesem Gebiet umfassende Lechtal-Decke in vier Schuppen gegliedert. Das Fenster von Nüziders selbst ist auf das Aufreißen der Lechtal-Decke und anderer Einheiten zurückzuführen.

Im Quartär lassen sich mehrere Rückschmelz-Stadien des Ill- und Lutz-Eises erkennen. Auf dem Hohen Frassen ist ein lokales würmzeitliches Vereisungszentrum nachgewiesen. Erratiker belegen, daß das aus dem Klostertal kommende Aflenz-Eis durch das Ill-Eis aus dem Montafon ganz an die Nordflanke des Ill-Tales abgedrängt wurde.

Summary

Geological investigations were carried out in the area north of Bludenz – Nüziders – Ludesch (Vorarlberg, Austria) especially in the Triassic of the Lechtal nappe but also in the Cretaceous of the Falknis nappe exposed in the window of Nüziders.

Microfossil studies in the Triassic have led to the following new age assignement for the Arlberg Formation: its lower part was deposited in the Ladinian – Carnian (Cordevol), the middle part in the Carnian (Cordevol – Tuval). The upper part could not be dated. Formations, which had up to now belonged to the Falknis nappe have been reassigned to the Liebenstein nappe.

The whole Austroalpine sequence in this area can be included in the Lechtal nappe. Furthermore, this nappe can be subdivided into four tectonic slices. The window of Nüziders itself is a result of the pulling apart of the Lechtal nappe and other unities.

Quarternary studies proved the presence of several retreat stages of the Ill and Lutz ice masses. A local centre of the Würm glaciation was detected on the Hohen Frassen. Erratic boulders prove that the Alfenz ice coming out of the Klostertal was pressed against the north flank of the Ill valley by the Ill ice which originated in the Montafon.

1. Einleitung

1.1. Geographische und geologische Übersicht

Das Untersuchungsgebiet liegt in Vorarlberg (Österreich), in der Umgebung von Bludenz – Nüziders (Abb. 1). Es wird im Westen durch den Madonnakopf, im Osten durch den Rungeliner Wald, im Norden durch die Raggaler Seite des Hohen Frassen und im Süden durch den Montikel-Felsen begrenzt. Geologisch ist das Gebiet aus vier Decken aufgebaut. Die oberostalpine Lechtal-Decke nimmt den größten Teil des Untersuchungsgebietes ein. Sie erstreckt sich vom Bludenzer Raum im Süden bis in den Raggaler Bereich im Norden und in die Ludescher Gegend im Nordwesten.

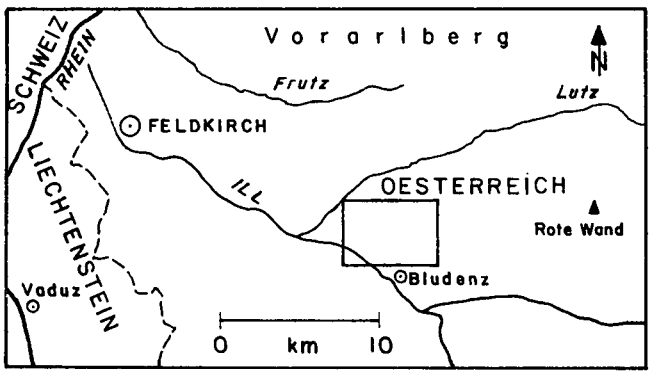


Abb. 1: Geographische Lage des Untersuchungsgebietes.

In und oberhalb des Dorfes Nüziders erkennt man ein tektonisches Fenster, in dem Schichten der nordpenninischen Uentschen-, mittelpenninischen Falknis- und ultrahelvetischen Liebensteiner Decke zutage treten.

Südöstlich der Ludescher Gegend liegt die oberostalpine Lechtal-Decke direkt auf der nordpenninischen Uentschen-Decke.

1.2. Historischer Überblick

Das Fenster von Nüziders

Im Raum von Nüziders sind schon A. ROTHPLETZ (1905) Flyschgesteine bekannt.

J. GUBLER (1927) spricht erstmals von einem Fenster der Falknis-Decke in oberostalpiner Umgebung.

E. KRAUS (1932) widerspricht dieser Meinung und bezeichnet die Gesteinsabfolge als lückenhafte Serie südosthelvetischen Charakters.

D. RICHTER (1956) erweitert die Deutung GUBLERS, weist jedoch darauf hin, daß die „Couches rouges paläozänen Alters" vielleicht den Leimernschichten der Liebensteiner Decke angehören könnten. Ebenfalls beschreibt er im Liegenden des Hangenden Steins und nördlich des Weges Nüziders – Ludescherberg Gesteine der Arosazone. Als erster befaßt er sich eingehender mit den tektonischen Problemen des Fensters sowie seines Rahmens und stellt diese in einer Kartierung dar.

R. OBERHAUSER (1958, 1959, 1963, 1965) kartiert das Fenster neu. In seinen Untersuchungen erwähnt er senone Schichten mit eventuell turonen Schubspänen, welche teilweise sowohl im Handstück wie im Dünnschliff an helvetische Wangschichten erinnern. Ebenso beschreibt er paläozäne bis eozäne Globorotalienschiefer.

Das Fenster von Bludenz

O. AMPFERER (1933) weist die unterhalb des Montikel aufgefundenen Gesteine dem Buntsandstein zu.

W. HEISSEL (1968) beschreibt den Aufschluß in einem Brief an das Amt der Vorarlberger Landesregierung in Bregenz als ein tektonisches Fenster von penninischem Flysch und Falknisgranit.

Das Fenster ist heute infolge Aufschüttungsarbeiten nicht mehr aufgeschlossen.

Übriges Untersuchungsgebiet

Aus O. AMPFERER (1907, 1909, 1924–1938) ergeben sich Hinweise über das Gebiet.

D. RICHTER (1956) befaßt sich eingehender mit den tektonischen Problemen und kartierte einen Teil.

R. OBERHAUSER (1958, 1961, 1966) beschreibt weitere Einzelheiten, so den grünen Tuffit bei Laz (Nüziders).

M. KOBEL (1969) behandelt das südlich anschließende Gebiet des Rätikon, so daß bezüglich Tektonik und Stratigraphie viele Bezugspunkte geschaffen waren.

1.3. Systematisches

Die in der Arbeit verwendeten topographischen Namen sind den Blättern Montafon und Hoher Freschen der Landeskarte der Schweiz 1 : 50.000 entnommen.

Genaue Lokalitätsangaben finden sich in der Diplomarbeit M. EBERHARD (1982).

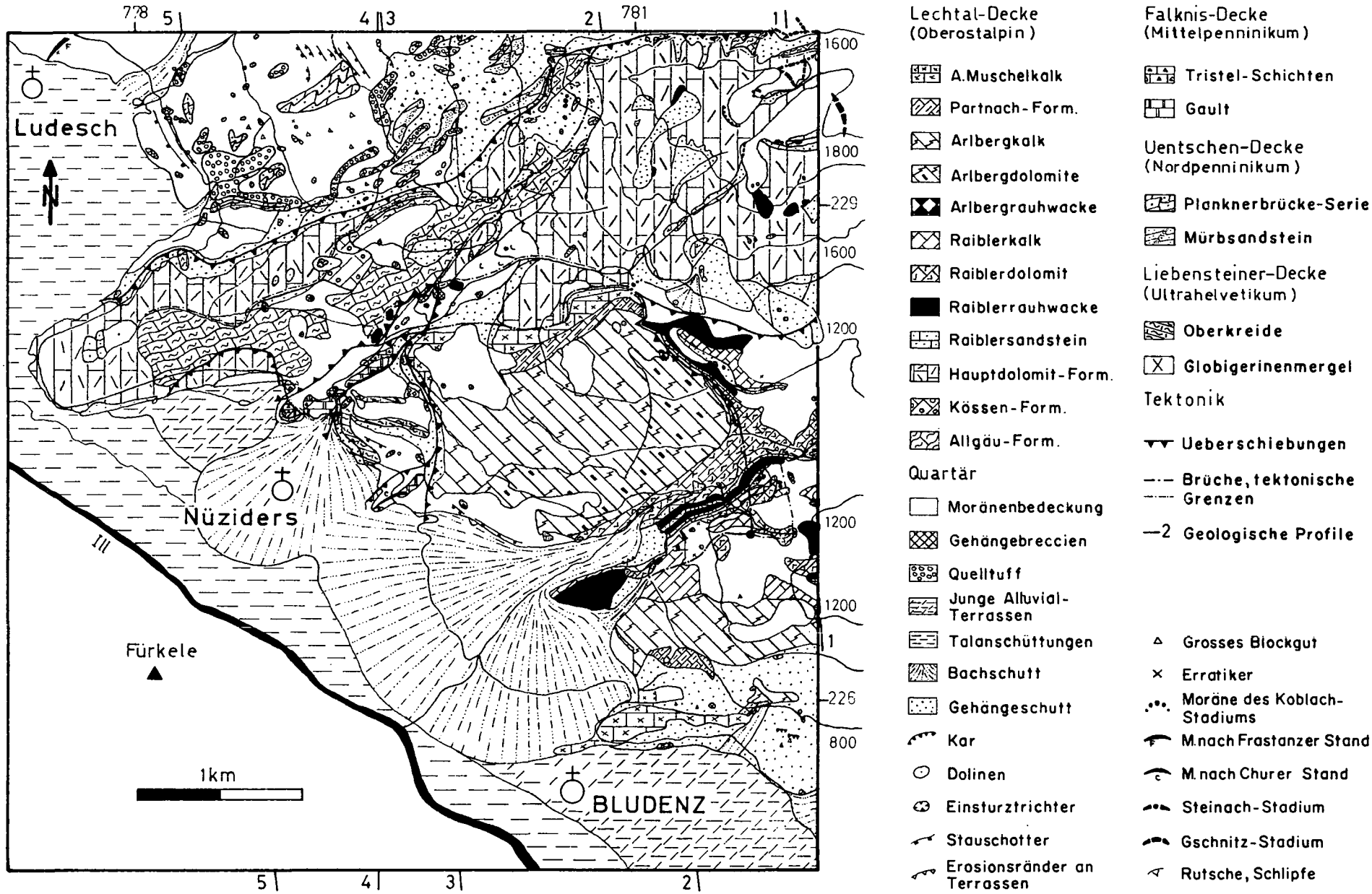


Abb. 2: Geologische Karte des Gebietes Hoher Frassen – Bludenz –Nüziders – Ludesch (Vorarlberg).

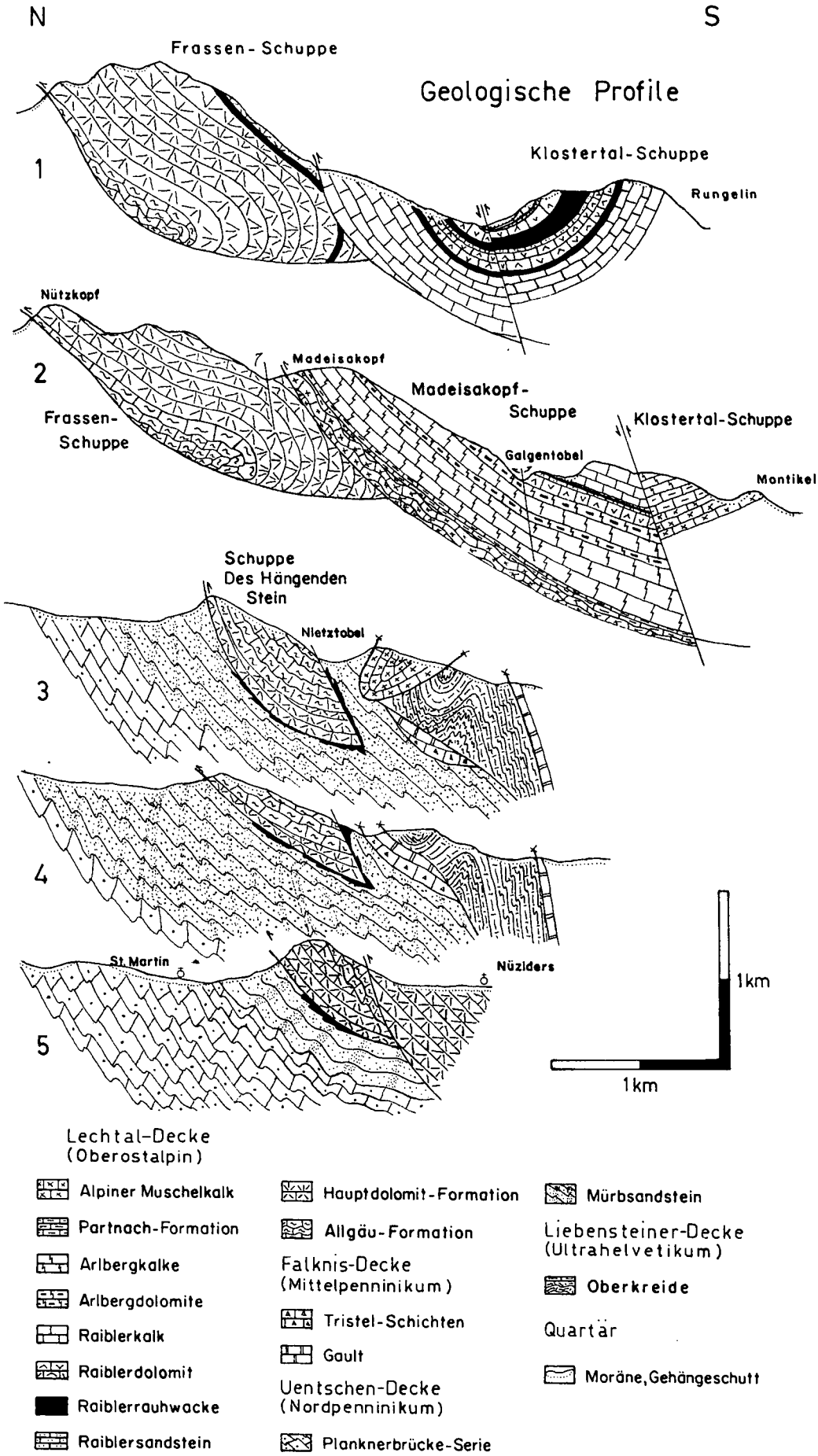


Abb. 3: Geologische Profile durch das Gebiet zwischen Raggal und Bludenz.

2. Stratigraphie (Abb. 2, 3)

2.1. Lechtal-Decke (Abb. 4)

Die Lechtal-Decke besteht im Arbeitsgebiet aus einer mesozoischen Schichtreihe von den frühtriadischen Punt-La-Drossa-Schichten (Reichenhaller-Schichten) bis zu den liassischen Allgäu-Schichten (Abb. 4). Im Text werden nur Besonderheiten erwähnt.

2.1.1. Untere Arlberg-Schichten

Einer separaten Betrachtung bedürfen die westlich von Laz aufgeschlossenen, Crinoiden-führenden Kalke. Die im Dünnschliff erkennbaren Fossilien bestehen hauptsächlich aus Crinoiden-Elementen und Problematika, vereinzelten Muschelschalen, Filamenten, Ostracoden und Globochaeten. Die Fauna spricht für einen gut durchlüfteten Meeresbereich.

Alter

Eine zeitliche Einstufung ist anhand bestimmbarer Mikroproblematika möglich:

Plexoramea cerebriformis MELLO (1977)
Ladinian – Carnian (Cordevol)

Ladinella porata OTT (1968)
Ladinian – Carnian (Cordevol)

Somit wurden die Unteren Arlberg-Schichten im Ladinian – Carnian (Cordevol) abgelagert (Abb. 5, 6).

2.1.2. Mittlere Arlberg-Schichten (Abb. 7)

❶ Im unteren Teil der Mittleren Arlberg-Schichten wurde der schon von R. OBERHAUSER (1966) bei Laz aufgefundene Tuffit untersucht (Abb. 8). Es handelt sich um einen in dünne Platten zerfallenden, bräunlich bis grünlich verwitternden Bimstuffit von hellgrauer bis grüner Farbe. Die Matrix enthält reichlich Pyritkörner. Im Dünnschliff liegen in der mikritischen Calcit-Grundmasse bis zu 1,5 mm Durchmesser messende, von Gasblasen erfüllte Bims-Fragmente. Da diese und die in ihnen eingelagerten Orthopyroxene und Amphibole zu Chlorit pseudomorph nach diesen umkristallisierten, war eine K-Ar-Altersbestimmung nicht möglich. Aufgrund der in den Unteren und Mittleren Arlberg-Schichten erfolgten Fossilbestimmungen ist der Tuffit ins Ladinian – Carnian zu stellen.

❷ Die zeitliche Einstufung der Mittleren Arlberg-Schichten ins Cordevol – Tuval wird durch die in den oberen Schichten auftretende Dasycladacee *Clypeina besici* PANTIC (1965) ermöglicht (Abb. 9). Sie wird von E. OTT (1972) als eine erstmals im Cordevol des Wettersteinkalks auftretende Dasycladacee beschrieben.

2.1.3. Raibler Formation

Die im Untersuchungsgebiet aufgeschlossenen Schichtfolgen der Raibler Formation können aufgrund der Sandstein-Rauhwacken-Wechsellagerungen in die von S. V. WÖHRMANN (1889, 1893) und H. JERZ (1966) definierte „Obere Abteilung", die Torer-Schichten, gestellt werden.

Ein interessanter Kleinzyklus wird aus dem Profilausschnitt der Abb. 10 ersichtlich.

❶ Lumachellenkalk

In mikritischer, teils rekristallisierter Grundmasse, liegen massenhaft Stillwasserooide (E. FLÜGEL, 1978), in Lagen angeordnete Muschel- und Gastropoden-Schalen, sowie Einzelkorallen. Dies spricht für einen hinter einer Ooid-Sandbarre liegenden, niederenergetischen Seichtwasser-Bereich mit Feinschlamm.

❷ Steriler, stinkender Kalk

Eine Erhöhung der Barre über den Meersspiegel, bedingt durch Sedimentanlagerung oder eustatische Meeresspiegel-Schwankungen, verursacht eine Verschlechterung der Lebensbedingungen.

❸ Feinkörniger Dolomit

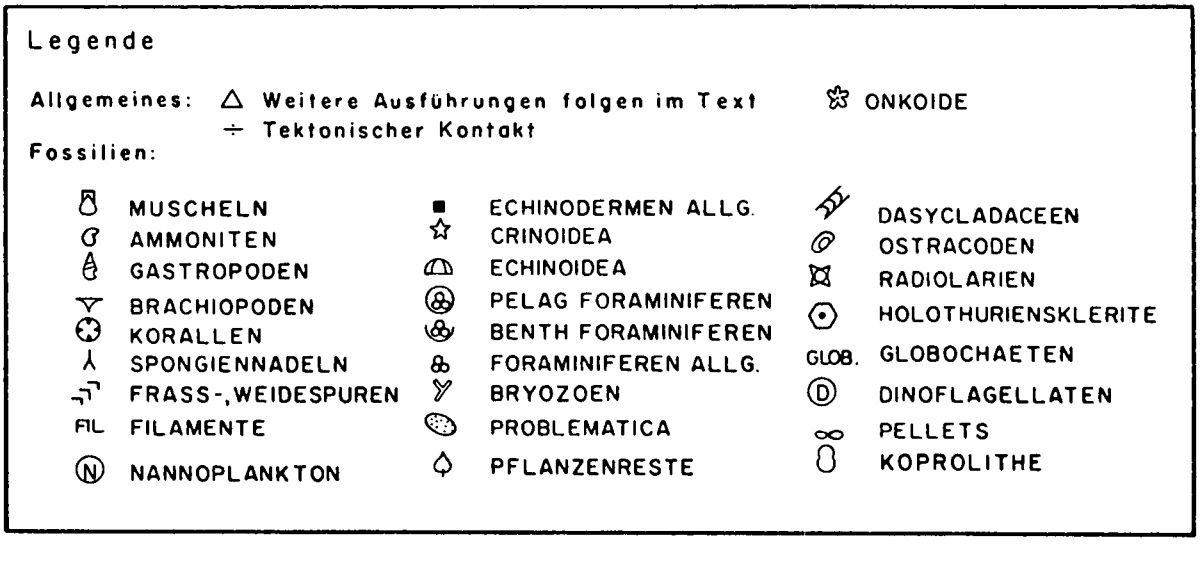
Verstärkte Verdunstung des zur Lagune gewordenen Meeresteiles führt zu erhöhtem Salzgehalt und zu frühdiagenetischer Dolomitisation.

❹ Sandstein-Schieferlage

Zunehmende Verlandung der Lagune, Erhöhung der Niederschläge, Vergrößerung und Versteilung des Einzugsgebietes führen zur Einschwemmung von terrigenem Material.

Mit erhöhter Transportkraft der Flüsse wird gröberes Material abgelagert. Im Ufer- und seichten Strandgebiet gewachsene Pflanzen liefern die auftretenden Pflanzenhäcksel (Equiseten-Bruchstücke).

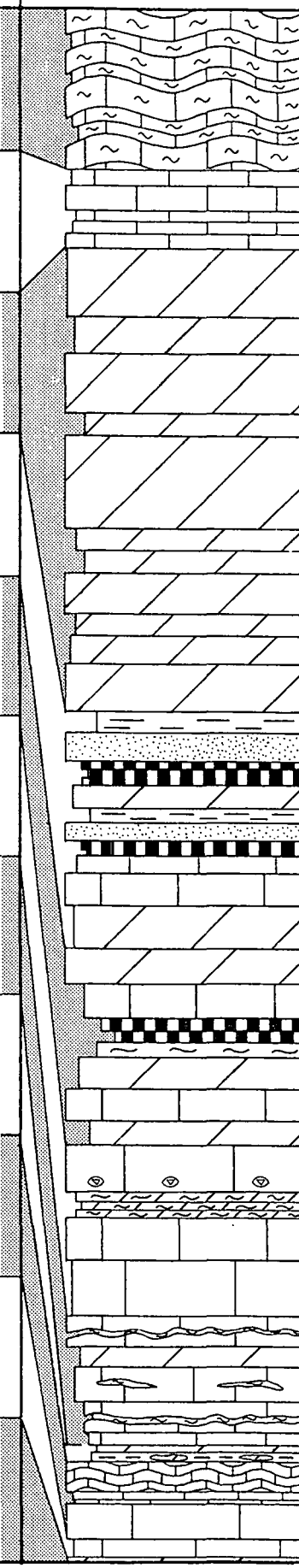
Abb. 4 (auf den beiden folgenden Seiten): Stratigraphisches Sammelprofil der Lechtal-Decke (Oberostalpin) zwischen Bludenz und Hohem Frassen. Die nachstehende Legende gilt auch für die Abb. 7, 10, 11, 12 und 13.

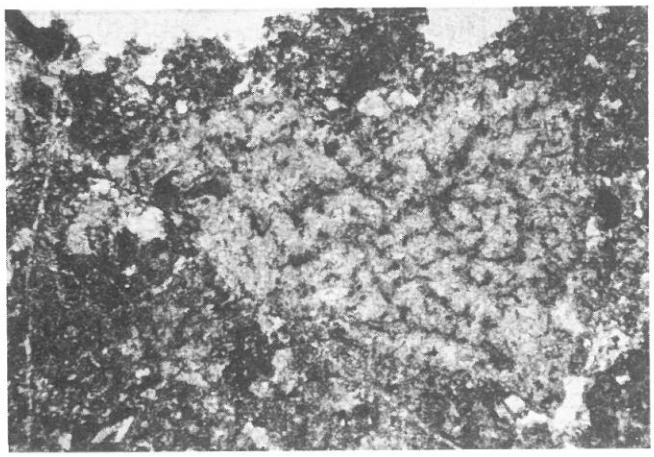


GLIEDERUNG	FORMATION		Fazielle Merkmale	FOSSILIEN
LIAS	ALLGAEU-FORMATION		- Toniger Mikrit	
RHAETIAN	KOESSEN-FORMATION △		- Biomikrit	FIL
NORIAN	HAUPTDOLOMIT-FORMATION		- Loferite, Intraformationelle Brekzien, Stromatolithe - Intramikrit mit Aggregatkörnern (Lumps)	
CARNIAN	RAIBLER-FORMATION △		- Mikrit - Bio-Oosparit	
CARNIAN	ARLBERG FORMATION	OBERE ARLBERG-SCHICHTEN	- Oo- bis Biosparit Hohlraumgefüge nicht selten	
CARNIAN	ARLBERG FORMATION	MITTLERE ARLBERG-SCHICHTEN △	- Im mm-Bereich wechseln biomikritische mit biosparitischen Lagen ab	
?	ARLBERG FORMATION	UNTERE ARLBERG-SCHICHTEN △	- Biomikrit	FIL
LADINIAN	PARTNACH-FORMATION		- Mikrit	
LADINIAN	ALPINER MUSCHELKALK	REIFLINGER-SCHICHTEN	- Biomikrit bis Biosparit mit Pyritkonkretionen - Biomikrit	GLOB.
LADINIAN	ALPINER MUSCHELKALK	GUTENSTEINER-SCHICHTEN	- Pel-Bio-Mikrit mit Bioturbation	FIL. GLOB.
?	ALPINER MUSCHELKALK	PUNT-LA-DROSSA-SCHICHTEN	- Dolosparit	
SCYTHIAN				

ABLAGERUNGS-VERHAELTNISSE	BESCHREIBUNG	Mächtigkeit m
- Schlecht durchlüfteter Beckenbereich	- Von zahlreichen Tonlamellen, -flecken und Calcitadern durchzogene, hellgrau bis braun anwitternde Mergel und Kalkmergel	40- -120
- Riff und Lagune	- Dunkel bis hellgrau anwitternde mergelreiche Kalke mit reichem Fossilinhalt - Hellgrau anwitternde, fossilreiche "Korallenkalke"	60
- Interner Plattformbereich	- Hellgrau anwitternder, kompakter Dolomit - Dunkelgrau anwitternder, zuckeriger Dolomit	350
- Durch verminderte Wasserzirkulation gekennzeichneter, teilweise übersalzener Lagunenbereich	- Wechsellagerung von: schwarzen Schiefern, rostroten Sandsteinen, Rauhwacken, kavernösen Mürbdolomiten - dazu hellgraue, oft von Mergellagen durchzogene sterile Kalke und hellgraue bis bräunliche, zuckerige Dolomite sowie selten Lumachellenkalke	100- -180
- Sehr seichter, lebensfeindlicher Flachmeerbereich mit lagunärem Charakter	- Zuckerkörnige, löcherige und rauhwackenartige Kalke und Dolomite, zyklisch geschichtete Karbonate, Rauhwacken und Brekzien sowie kalkige und dolomitische Mergel	150
- Geschützte Lagune bis Hinterriffzone	- Hell- bis bläulichgrau anwitternder, löcheriger Kalk = "Arlbergkalk" teils mit ovalen Hornsteinknauern, zwischengelagert von dolomitischen Mergeln - Tuffit	130
- Schwachenergetischer offener Plattformbereich - Schelf bis Lagune -	- Hellgrau anwitternde von knolligen Mergelschnüren durchzogene Kalke - Sporadisch auftretende, hellgrau verwitternde, grobspätige Dolomite	20- -100
- Abgeschlossenes Becken	- Kompakt aufgebaute schwarz bis rostbraune Schiefer - Hellbraun verwitternde, oft in Linsen vorhandene dolomitische Mergel	12
- Niederenergetischer, in Bodenpartien schlecht durchlüfteter Beckenbereich - Gut durchlüftetes, planktonreiches Schelfmeer	- Hornsteinschichten: kompakter, hellgrau anwitternder, mit Knauern durchsetzter Kalk Die Schichtflächen sind stark gewellt - Encrinitenbank: Massiger, mit Crinoiden durchsetzter, dunkelgrauer Kalk	15- -60
- Offenmariner Schelfbereich	Dunkelgrau anwitternder, von Calcitadern und Tonlamellen durchzogener, kompakter Kalk	14
- Supratidaler bis intertidaler, übersalzener Ablagerungsbereich	- Hellgrauer, grobspätiger Dolomit	1

LITHOLOGIE





0.5 mm

Abb. 5: *Plexoramea cerebriformis* MELLO 1977 aus den Unteren Arlberg-Schichten westlich von Laz.

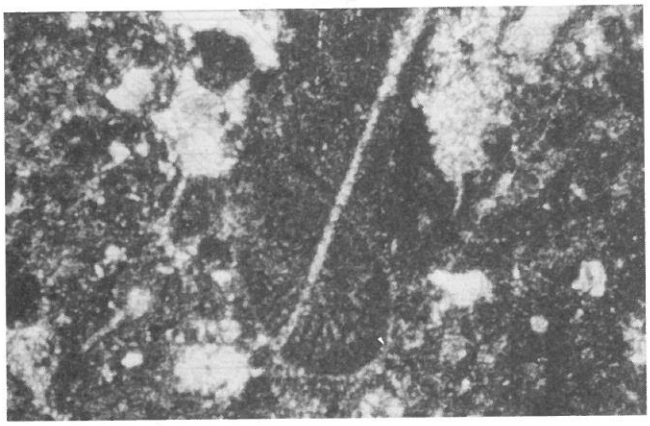


Abb. 6: *Ladinella porata* OTT 1968 aus den Unteren Arlberg-Schichten westlich von Laz. Vergrößerung ca. 105×.

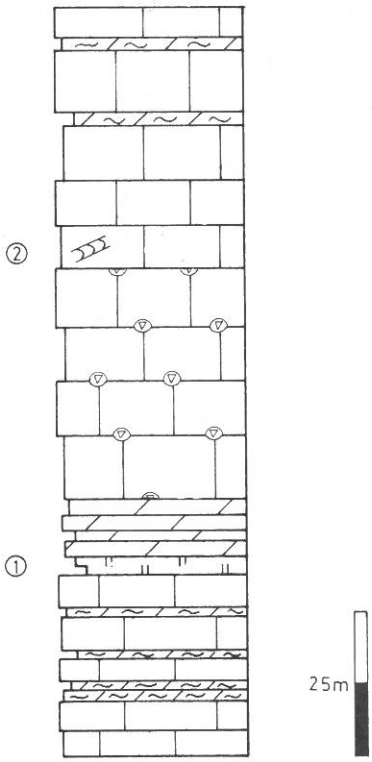
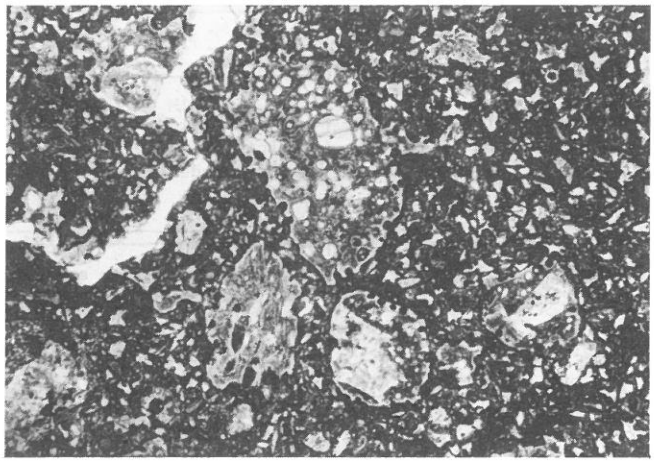
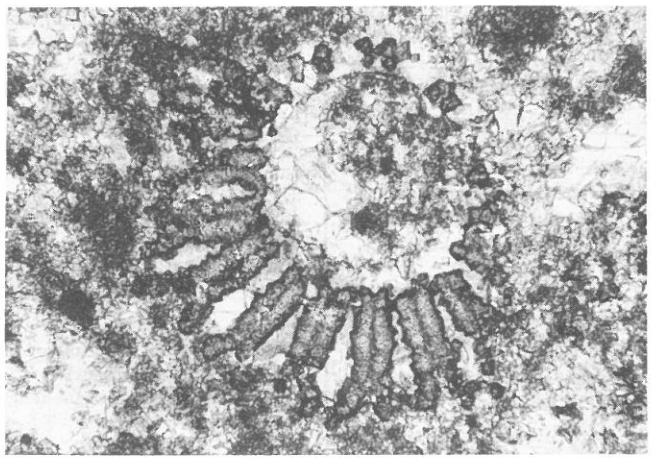


Abb. 7: Sammelprofil der Mittleren Arlberg-Schichten südwestlich des Madeisakopfes. Legende siehe Abb. 4. Die Nummern beziehen sich auf den Text.



0.2 mm

Abb. 8: Intermediärer bis saurer, stark chloritisierter Bimstuffit aus den Mittleren Arlberg-Schichten östlich von Laz.



0.2 mm

Abb. 9: *Clypeina besici* PANTIC 1965 aus den an der Straße Daneu – Laz aufgeschlossenen Mittleren Arlberg-Schichten.

❺ Kohlenlage

Die Verlandung ist soweit fortgeschritten, daß sich ein flaches Strandmoor bilden konnte, das durch Überlagerung transgressiver Sedimente konserviert wurde.

❻ Kalkmergel

In einer leichten Meeres-Senke entwickelten sich im Sediment lebende Muscheln.

2.1.4. Kössen-Formation

In den Korallenkalken konnten Brachiopoden, Muscheln und Korallen bestimmt werden, die das rhätische Alter belegen:

Brachiopoden: *Rhaetina gregaria* (Terebratulidae)
Zugmayerella uncinata (Spiriferidae)
Fissirhynchia fissicostata (Rhynchonellidae)

Muscheln: *Avicula*

Korallen: *Thamnastrea*
Thecosmilia

2.2. Falknis-Decke (Abb. 11)

Im Untersuchungsgebiet besteht die Falknis-Decke aus kretazischem „Gault" und Tristel-Schichten (Abb. 11). Im Text werden nur Besonderheiten erwähnt.

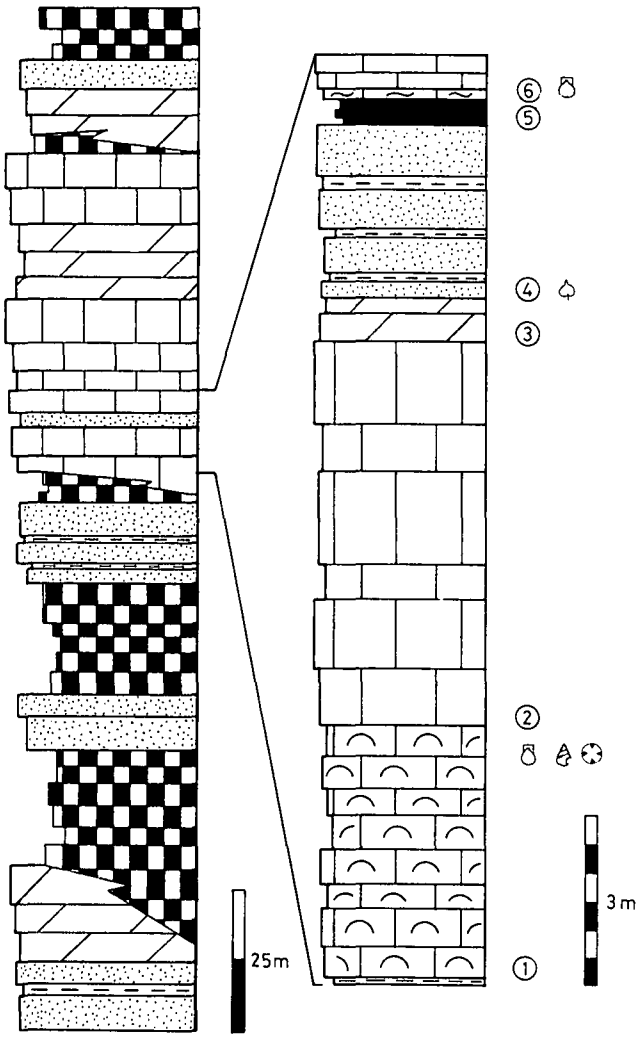


Abb. 10: Sammelprofil der Raibler Formation im Galgentobel mit Detailprofil auf Kote 1000 m, Koordinaten 781.720/ 227.270. Legende siehe Abb. 4. Die Nummern beziehen sich auf den Text.

2.2.1. Tristel-Schichten

In den kompakten Sandkalken kommen folgende Kleinforaminiferen vor:

Trochammina
Agglutinierende Formen – Textulariiden
Verneuiliniden
Haplophragmoides
Agathammina?
Pseudotextulariella?
Sabaudia?
Milioliden?
Pseudolituonella?

Ebenso konnten kleine Dasycladaceen und Echinodermen-Bruchstücke erkannt werden.

Dieser Fossilinhalt spricht nach J. P. BECKMANN (mündliche Mitteilung) für eine im Barremian – Cenomanian erfolgte Ablagerung der Tristel-Schichten.

Eine genauere Gliederung ist aufgrund der unvollständig erhaltenen Fossilien nicht möglich. Sicherlich ist ein urogenes Ablagerungsalter nicht auszuschließen.

2.3. Uentschen-Decke (Abb. 12)

Die Uentschen-Decke setzt sich im Arbeitsgebiet aus der oberkretazischen Planknerbrücke- und Fanola-Serie zusammen (Abb. 12). Im Text werden nur Besonderheiten erwähnt.

2.3.1. Planknerbrücke-Serie

Aus den Sandkalken wurden folgende Fossilien bestimmt:

Echinodermen-Fragmente
Bryozoen-Reste
Rudisten
seltene Inoceramen-Prismen

an Kleinforaminiferen:

Rotaliiden – *Gavelinella, Gyroidina*
Pararotalia und weitere Rotaliiden
Globotruncana cf. *arca*
Globotruncana cf. *cretacea*
Globotrucana tricarinata

Aus Kieselkalken wurden bestimmt:

massenhaft calcifizierte Spongiennadeln

an Plankton-Foraminiferen:

Hedbergelliden
Heterohelicidae
Oligostegina
Globotruncaniden?
Holothurien-Sklerite
Radiolarien?

Der Fossilinhalt deutet nach J. P. BECKMANN (mündliche Mitteilung) auf ein senones (Santonian – Campanian) Ablagerungsalter.

2.3.2. Fanola-Serie

Die in den Mürbsandsteinen vorkommenden Strömungsmarken zeigen eine Schüttungsrichtung von NNW nach SSE an. Mit Hilfe der Strömungs- und Belastungsmarken sowie Gradierungen konnte die Verkehrtlagerung der Gesteine nahe am Kontakt Lechtal-Decke, Uentschen-Decke nachgewiesen werden.

Eine zeitliche Einstufung der Schichten war nicht möglich.

2.4. Liebensteiner Decke (Abb. 13)

Die Liebensteiner Decke wird im Arbeitsgebiet aus den oberkretazischen Schichten der Oberkreide und den eozänen Globigerinenmergeln aufgebaut (Abb. 13). Im Text werden nur Besonderheiten erwähnt.

Die in Literatur (R. OBERHAUSER, 1958; 1959; 1963; 1965) und Geologischen Karten (W. HEISSEL et al., 1965; 1967) bis anhin der Falknis-Decke zugeordneten, östlich von Nüziders gelegenen Schichten werden neu der Liebensteiner Decke zugesprochen.

2.4.1. Oberkreide

Lithologische Ausbildung

Gelbbraun bis gräulich anwitternde, gegen das Liegende oft stark verfältelte Kalkmergel-Schiefer-Bänke werden von tristelähnlichen Areniten und glaukonitführenden Sandsteinbänken unterbrochen.

Gegen das Hangende sind in den Kalkmergeln oft Linsen von Areniten festzustellen.

Fossilinhalt

In Kalkmergeln und sandigen Kalken:

massenhaft lagig eingeregelte Schwammnadeln
schlecht erhaltene planktonische Foraminiferen (Globigerinen?)
selten Ostracoden

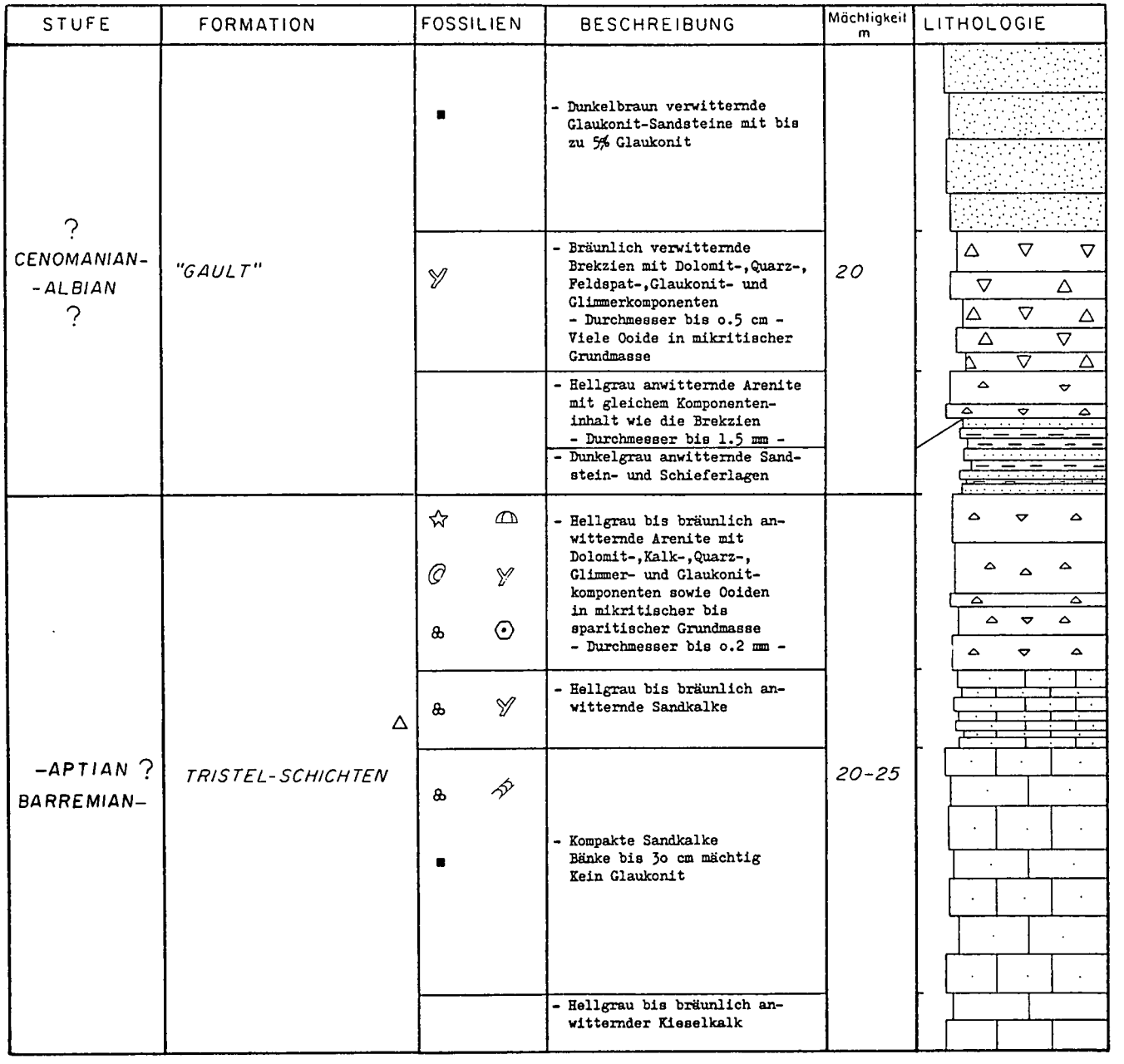


Abb. 11: Stratigraphisches Sammelprofil der Falknis-Decke (Mittelpenninikum) nördlich von Nüziders. Legende siehe Abb. 4.

Palynologische Untersuchungen durch P. A. HOCHULI ergaben ein häufiges Auftreten von Dinoflagellaten-Zysten. Wichtige Formen sind:

Leberidocysta chlamydata (COOKSON & EISENACK) STOVER & EVITT, 1978 – ob. Albian – Maastrichtian.
Xiphophoridium alatum (COOKSON & EISENACK) SARJEANT, 1966 b – ob. Albian – Santonian.
Aptea polymorpha EISENACK, 1958 – Aptian – mittl. Cenomanian.
Spiniferites cingulatus (O. WETZEL) SARJEANT, 1970 – Barremian – Oberkreide.
Cyclonephelium distinctum DEFLANDRE & COOKSON, 1955 – ob. Jura – Maastrichtian.
sowie Sporomorphen: *Classopollis* sp.

Nannofossil-Untersuchungen durch K. PERCH-NIELSEN ließen die Oberkreide-Form *Micula decussata* VERSHINA, 1959 – Coniacian – Maastrichtian feststellen.

In Kalkmergeln mit Arenit-Linsen fanden sich im Kalkmergel:

zweikielige Globotruncaniden (Praeglobotruncanen)
Globorotalien sowie weitere Foraminiferen
Bryozoen
Echinodermen-Fragmente
Rudisten
vereinzelte Holothurien-Sklerite

in Arenit-Linsen:

vorwiegend Schwammnadeln
agglutinierende Foraminiferen – *Lituola grandis* (REUSS) – nach H. BARTENSTEIN (1952) – Campanian – Maastrichtian
rundliche Verkieselungen (Radiolarien?)

Anhand dieses Fossilinhaltes ist eine Ablagerung der Sedimente in der höheren Oberkreide erfolgt, möglicherweise mit Aufarbeitung von Unterkreide-Material. Die älteren Schichten weisen cenomane bis santone, die jüngeren ins Campanian – Maastrichtian fallende Faunen auf.

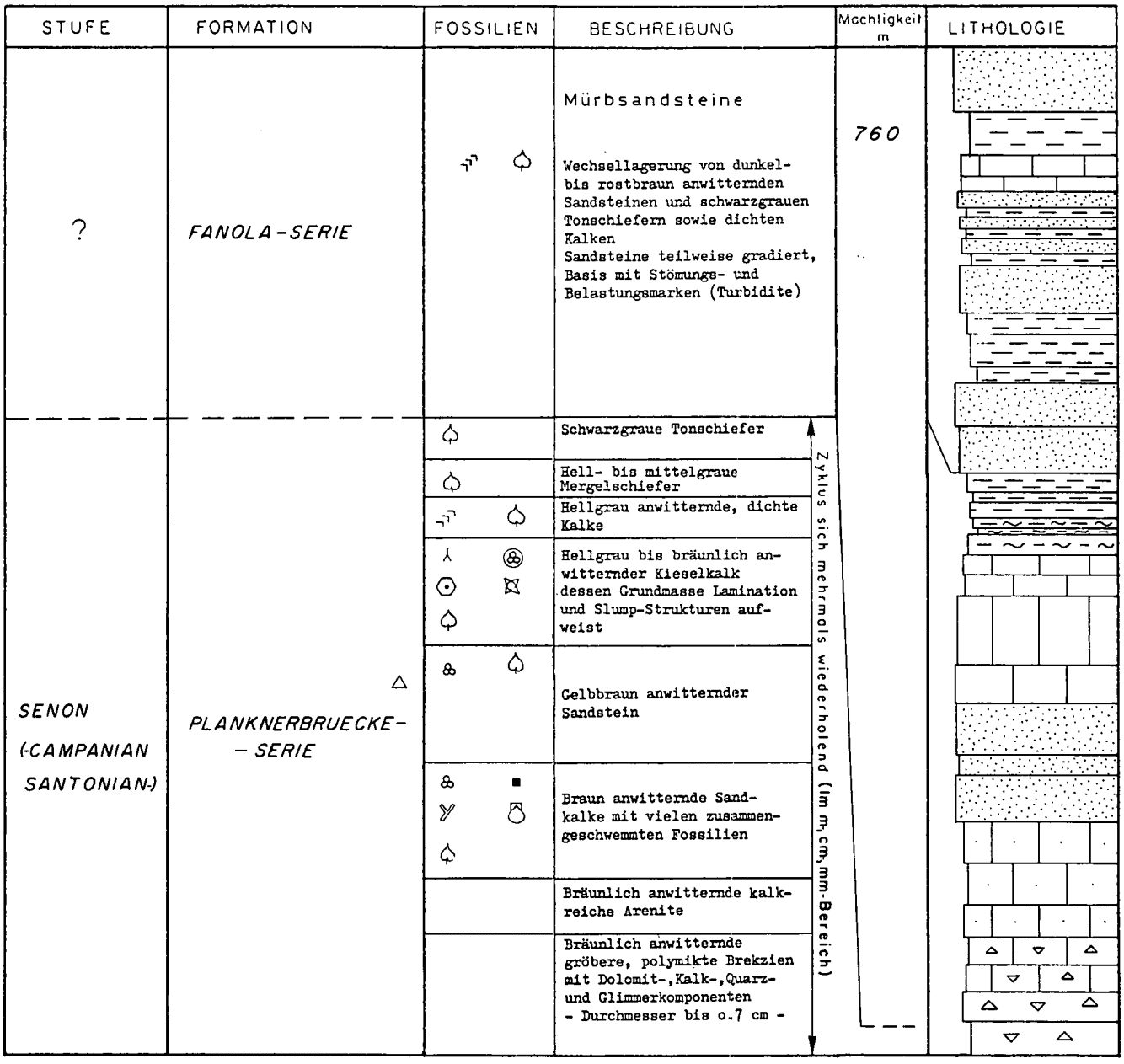


Abb. 12: Stratigraphisches Sammelprofil der Uentschen-Decke (Nordpenninikum) südlich von Ludesch. Legende siehe Abb. 4.

Diskussion

Die stark beanspruchten Schichten werden aufgrund von Lithologie und Fossilinhalt der Liebensteiner Decke und somit dem Ultrahelvetikum zugeordnet. Aufgrund der Beschreibungen von M. RICHTER (1969) und P. STACHER (1980) dürften die jüngsten Schichten – Campanian – Maastrichtian – den Leimernschichten entsprechen.

Die von RICHTER im oberen Teil der Leimernschichten beschriebenen Wang-Gesteine wurden auch hier festgestellt. Von den von STACHER aufgeführten Merkmalen der Wang-Schichten sind vorhanden:

- Fossilinhalt und rege Bioturbation
- massenhaft calcifisierte Kieselspongien-Nadeln, oft mit Zentralkanal
- gelöster Skelett-Opal der Kieselschwämme bewirkt häufig Verkieselungen
- in beinahe allen Schliffen authigene, rhomboedrische Dolomitkristalle
- zahlreiche detritische Quarzkörner besitzen ein Netzwerk von feinen Spalten
- bis zu 10 % Glaukonit
- Phosphoritknöllchen und Pyritkonkretionen

Eine Abgrenzung der Leimernschichten gegen das Liegende ist nicht eindeutig möglich. Ebenso kann eine weitere Gliederung der liegenden Schichten in Liebensteiner Kalk und Freschenschichten nicht mit Sicherheit vorgenommen werden.

2.4.2. Globigerinenmergel

Fossilinhalt

In bräunlich-grünlichen Mergeln:

viele silifizierte, bis 0,1 mm große, kreisförmige Radiolarien-Querschnitte mit pyritisiertem Skelett (Abb. 14).

Palynologische Untersuchungen durch P. A. HOCHULI ergaben nicht sehr gut erhaltene Dinoflagellaten-Zysten:

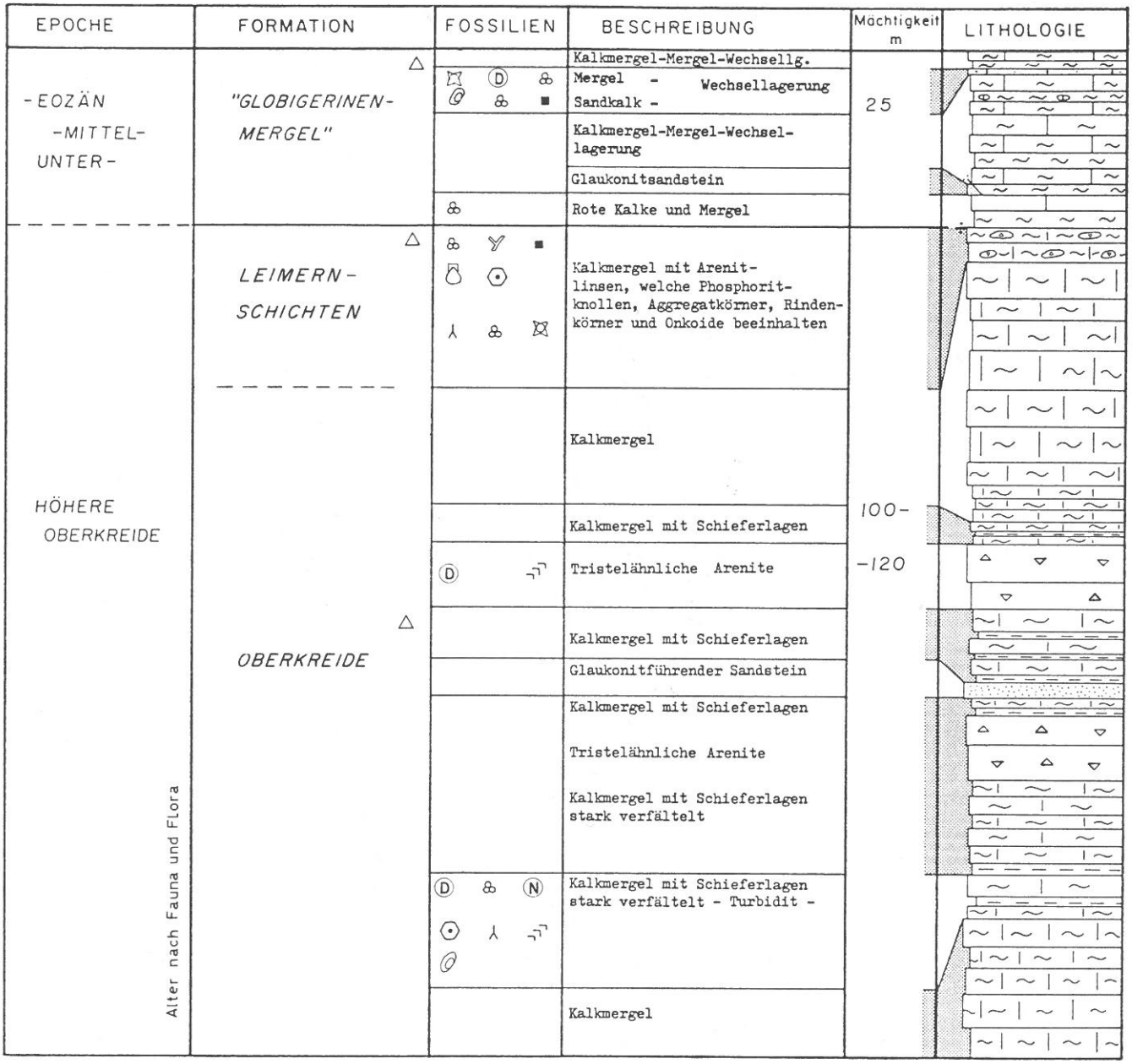


Abb. 13: Stratigraphisches Sammelprofil der Liebensteiner Decke (Ultrahelvetikum) nördlich von Nüziders. Legende siehe Abb. 4.

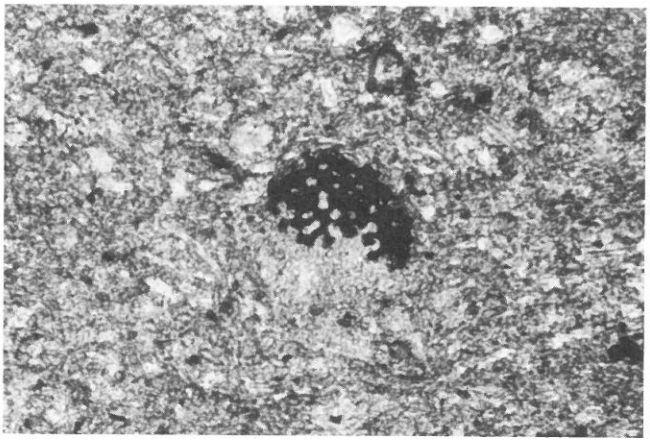


Abb. 14: Radiolarien mit pyritisiertem Skelett in den bräunlich-grünlichen Globigerinenmergeln am Beginn des Nietztobels nördlich von Nüziders; Vergrößerung ca. 105×.

Homotryblium tenuispinosum DAVEY & WILLIAMS (1966 b) – unteres und mittleres Eozän
Areoligera senonensis LEJEUNE-CARPENTIER (1938) Campanian–unt. Eozän
Thalassiphora pelagica (EISENACK) EISENACK & GOCHT (1960) – Durchläufer im Tertiär

In Sandkalklagen:
vorwiegend schlecht erhaltene Plankton-Foraminiferen, Globigerinen, Globorotalien, eventuell Globotruncanen und benthonische Textularien.

In roten Kalken und Mergeln:
Globigerinen, Globorotalien, z. T. gekielt, dünnschalige *Acarinina*

Anhand der in den bräunlich-grünlichen Mergellagen aufgefundenen Dinoflagellaten sowie den Planktonforaminiferen der roten Kalke und Mergel können die Schichten ins Unter- bis Mittel-Eozän gestellt werden.

Diskussion

Inwieweit die Schichten eindeutig der Liebensteiner Decke zugesprochen werden können ist nicht vollständig abgeklärt. Sie scheinen jedoch aufgrund der durch P. FELBER & G. WYSSLING (1979) erfolgten Gesteinsbeschreibung ihrer campanen – eozänen Leimernschichten am ehesten den Globigerinenmergeln zu entsprechen und nicht den Globorotalienschiefern der Falknis-Decke (R. OBERHAUSER, 1963).

Ebenso weist schon D. RICHTER (1956) darauf hin, daß paläozäne „Couches rouges" im Fenster auch den Leimernschichten der ultrahelvetischen Liebensteiner Decke angehören könnten.

3. Tektonik (Abb. 15)

Im Untersuchungsgebiet liegen vier Decken übereinander: Lechtal-, Falknis-, Uentschen- und Liebensteiner Decke.

3.1. Lechtal-Decke

3.1.1. Übersicht

Die Lechtal-Decke ist aus den Formationen des Alpinen Muschelkalkes bis und mit Allgäu-Formation aufgebaut (Kap. 2.1.). Im Nordwesten und Norden liegt sie der Uentschen-Decke auf; im Raume Nüziders-Dorf ist sie zerrissen, so daß Gesteine der Falknis-, Liebensteiner- und Uentschen-Decke zwischen ihren Formationen zutage treten.

Die Decke kann aufgrund von Verwerfungs-, Scherungs- und Überschiebungsflächen in vier Schuppen unterteilt werden: Schuppe des Hängenden Stein, Frassen-, Madeisakopf- und Klostertal-Schuppe.

Vorab die Madeisakopf-Schuppe ist gut dokumentiert. Eine vom Galgentobel in nordwestlicher Richtung verlaufende Überschiebungsfläche, die westlich des Madeisakopfes und im Nietztobel in eine Scherfläche übergeht, eine Stauchfalte nördlich des Madeisakopfes sowie verschiedene Versetzungen im Galgentobel lassen die Schuppe gut abgrenzen.

Schichtmessungen ergaben eine Antiklinale auf dem Madeisakopf. Die Faltenachse taucht dabei mit 10° gegen Südosten ab. Dieses Abtauchen sowie der Umstand, daß nur im Westteil der Schuppe Reiflinger- und Partnach-Schichten aufgeschlossen sind, weist darauf hin, daß der Westteil der Schuppe stärker herausgehoben wurde als der Ostteil.

Ost–West-Scherungen im Hauptdolomit nördlich des Madeisakopfes, die räumlich Lage des Fensters und das Aufreißen des tektonisch belegten Galgentobels lassen folgenden Bewegungsablauf der Schuppe erkennen: Nord-Schub und Rotation im Uhrzeigersinn.

Die Madeisakopf-Schuppe wurde dabei auf die Klostertal-Schuppe geschoben. Das Rotationszentrum liegt auf der Süd-Seite des Galgentobels. Unter Beachtung von Rotation und Nord-Schub sowie den im Galgentobel, bei Daneu und östlich des Madeisakopfes aufgeschlossenen Raibler Rauhwacken und Sandsteinen er-

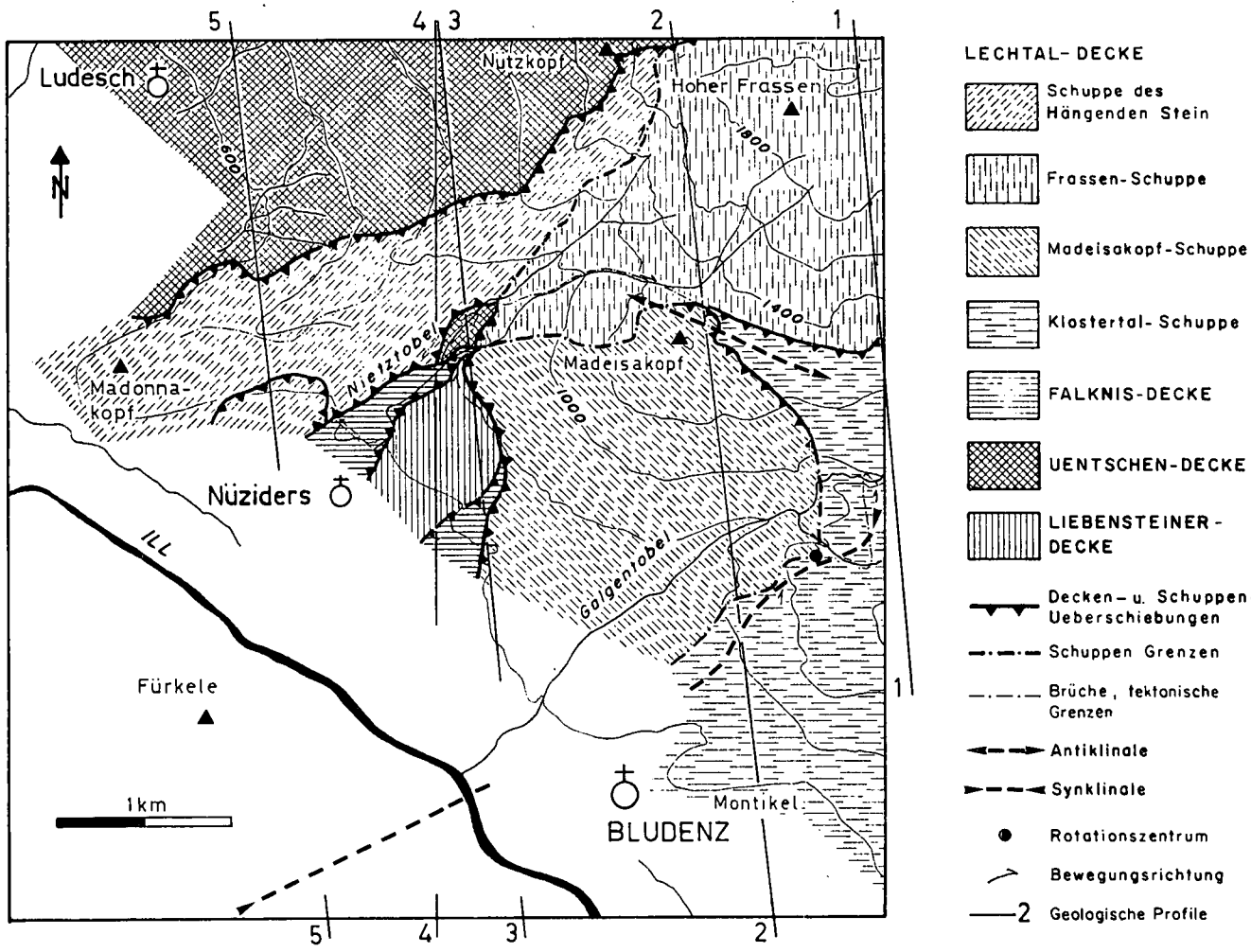


Abb. 15: Tektonische Karte des Gebietes zwischen Hohem Frassen – Bludenz – Nüziders – Ludesch (Vorarlberg).

geben sich Überschiebungs-Beträge von 600 m am äußersten Punkt der Rotation und bei Daneu ca. 350 m.

Die im nördlichen Teil der Frassen-Schuppe aufgeschlossenen Allgäu-Schichten liegen unter Hauptdolomit. Dies deutet auf eine Verkehrtserie oder auf ein Weiterziehen der Schuppe des Hängenden Stein unter die Frassen-Schuppe (J. GUBLER, 1927).

Eine südlich des Nützkopfes erkennbare Synform, deren Faltenachse mit 10° gegen Südwesten einfällt, weist eher auf eine Verkehrtserie hin. Dabei müßte der schon bei der Madeisakopf-Schuppe erwähnte Nord-Schub die weiter östlich gelegenen Schichtpakete aufgewölbt und sie als Frassen-Schuppe abgetrennt haben (Abb. 16).

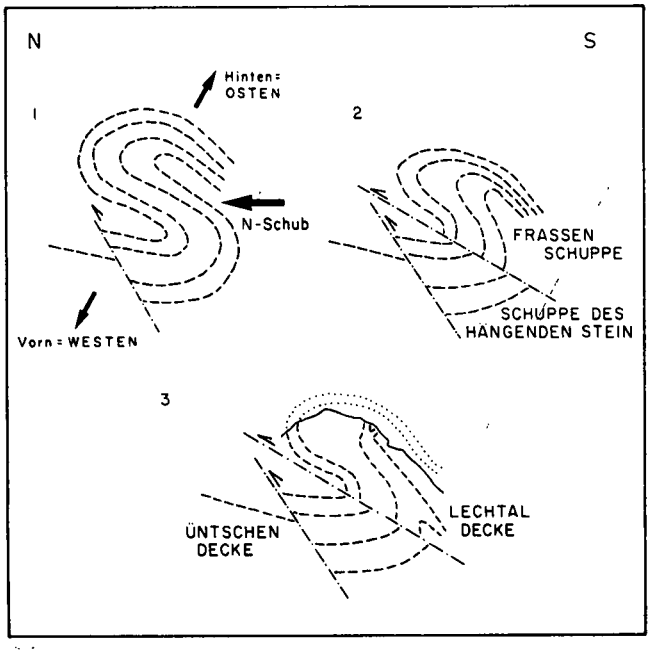


Abb. 16: Entwicklung des tektonischen Baues der Frassen-Schuppe und der Schuppe des Hängenden Stein.

Mehrere Faltenwürfe in der Allgäu-Formation, die eine mit 14° gegen WSW einfallende Faltenachse ergeben sowie die Überschiebung der Hauptdolomit- auf die Allgäu-Formation östlich des Hängenden Stein belegen einen Nord-Schub.

Das tektonische Verhalten der Gesteine variiert je nach Gesteinszusammensetzung und zeitlicher Druckbeanspruchung. Die Reiflinger Schichten des Alpinen Muschelkalkes und die Kalkmergel der Allgäu-Formation neigen eher zu Faltenwurf, die übrigen Gesteine zeigen vorwiegend Bruchtektonik.

3.1.2. Platznahme der Decke und ihrer Schuppen

In einem ersten Schritt wurde durch Nordwest-Schub (D. TRÜMPY, 1916) die Lechtal-Decke der Falknis-Decke und Flyschgesteinen der Uentschen-Decke aufgeschoben. Ein Überschieben der einzelnen Decken während des Transportes nach Norden ist wahrscheinlich.

Ein zweiter Schritt bestand in der Verschuppung der Decke. Dabei ließ ein Schub von Südosten sowie ein kurz nachher wirkender Schub aus Süden mit leichter Rotation im Uhrzeigersinn die Lechtal-Decke zerreißen. Die aus Hauptdolomit und Allgäu-Formation aufgebauten Schichtstöße wurden bei der ersten Bewegung zerrissen. Dabei driftete ein Teil des Schichtstoßes nach Nordwesten, Richtung Madonnakopf. Ältere Formationen wurden durch den Schub emporgedrückt, womit das Herauspressen der Madeisakopf-Schuppe begann. Schub aus Süden mit Rotation im Uhrzeigersinn ließ die Schichtpakete des Hauptdolomites und Allgäu-Formation zerscheren. Die Schuppe des Hängenden Stein und die Frassen-Schuppe waren somit gebildet.

Die Madeisakopf-Schuppe wurde vollständig emporgedrückt, im Uhrzeigersinn rotiert und auf Frassen- und Klostertal-Schuppe aufgeschoben. Ebenso gehört in diese Phase das Aufreißen des Galgentobels.

Das durch Nordwest-Schub bedingte Zerreißen der Lechtal-Decke sowie das Aufdringen älterer Formationen bewirkten die erste Anlage des Fensters von Nüziders. Der folgende Nord-Schub und die Rotation verursachten die eigentliche Freilegung des Fensters (Abb. 17).

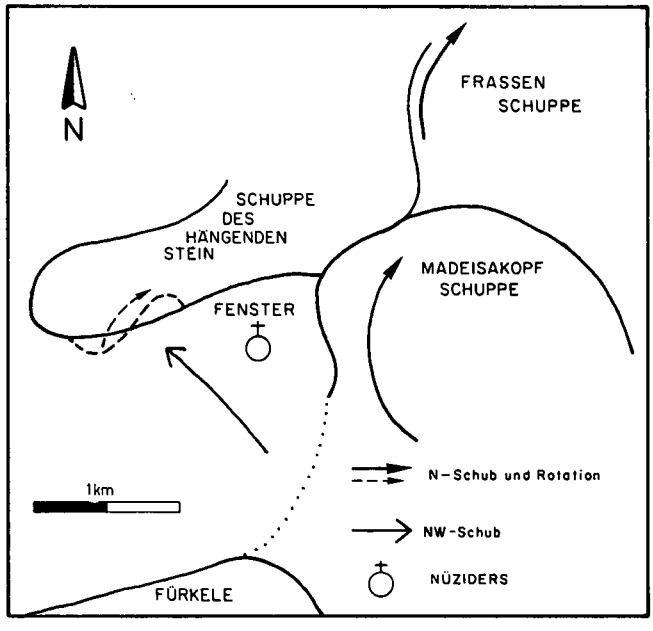


Abb. 17: Bildung des Fensters von Nüziders, bedingt durch Nordwest-Schub, Nord-Schub und Rotation im Uhrzeigersinn.

Im Fenster selbst ist die Südost-Nordwest-Bewegung durch eine am Burgfelsen in Nüziders ersichtliche Scherung im „Gault" und Tristel-Schichten belegt. Die in der Madeisakopf-Schuppe aufgeschlossene, gegen Süden einfallende Formationsabfolge Alpiner Muschelkalk, Partnach-, Arlberg-, Raibler-Formation sowie ihr gegen Norden einfallendes Gegenstück in Bludenz zwischen Südtiroler Siedlung und Montikel lassen auf eine Synklinale schließen. Dieselbe Abfolge ist südwestlich des Gebietes am Fürkele gegen Süden und in Bürs gegen Norden einfallend aufgeschlossen, so daß die Fortsetzung der Synklinale in dieses Gebiet gesichert ist.

Ein Versetzungsbetrag von 800 m der am Madeisakopf aufgeschlossenen Abfolge, gegenüber jenen am Fürkele, ist offensichtlich und ergibt damit ein weiteres Argument für einen vorab den nordöstlichen Teil betreffenden Nordwest-Schub. Die nordöstlich gelegenen Schichten wurden somit von den südwestlich gelegenen durch eine südöstlich verlaufende Scherung abgetrennt. Ebenso ist diese Scherung die Ursache für die Bildung des Illtales an dieser Stelle.

3.2. Falknis-Decke

3.2.1. Übersicht

Die Decke ist aus Tristel-Schichten und „Gault" aufgebaut (Kap. 2.2.). Sie ist im westlichen und östlichen Teil des Fensters von Nüziders aufgeschlossen. Gegen die Mitte des Fensters stößt sie von beiden Seiten an die sie durchstoßende Liebensteiner Decke. Der Ost-Kontakt liegt jedoch unter Hangschutt. Die Falknis-Dekke bildet damit den äußeren Rand des Fensters, zumindest im südlichen Teil. Eine exakte Faltenachse konnte in den konstant nach Süden einfallenden Schichten nicht bestimmt werden.

Ein starres tektonisches Verhalten der Gesteine ist bezeichnend.

3.2.2. Platznahme der Decke

Die heute im Fenster aufgeschlossenen Gesteine gehören einem von der Lechtal-Decke mitgeschleppten Schichtstoß an, welcher von der eigentlichen Falknis-Decke losgerissen wurde (M. KOBEL, 1968; 1969).

Eine durchgehende Verbindung zu der in Liechtenstein abtauchenden Falknis-Decke ist unwahrscheinlich.

Die Entstehung des Fensters und das Auftauchen der Falknis-Gesteine wurden in Kap. 3.1.2. erwähnt. Anhand der Scherung am Burgfelsen kann gesagt werden, daß auch die Falknis-Gesteine von einem Nordwest-Schub erfaßt und verschert wurden. Dies wiederum erleichterte das Emporpressen der Liebensteiner Decke.

3.3. Uentschen-Decke

Die aus Planknerbrücke- und Fanola-Serie aufgebaute Uentschen-Decke (Kap. 2.3.) grenzt im Süden an die auf sie aufgeschobene Lechtal-Decke. Im Nietztobel stößt sie als Fenster in oberostalpinen Einheiten zutage. Faltenachsen konnten in den konstant südfallenden Schichten nicht erkannt werden.

Das tektonische Verhalten ist mehrheitlich starr, obwohl vereinzelt Kleinfältelungen auftreten können.

3.3.1. Platznahme

Während oder nach dem Transport aus dem nordpenninischen Raum nach Norden wurde die Decke von der Falknis- und Lechtal-Decke überfahren und steilgestellt. Die im Fenster von Nüziders aufgeschlossenen Mürbsandsteine bestätigen diese Annahme. Das Fenster entstand durch den schon in Kap. 3.1.2. erwähnten, nachträglichen Nord-Schub und die Rotation im Uhrzeigersinn.

3.4. Liebensteiner Decke

Die aus Oberkreide und Globigerinenmergeln aufgebaute Decke (Kap. 2.4.) tritt vorwiegend im zentralen Teil des Fensters zutage. Sie grenzt im Nordwesten und Südosten an die Falknis-Decke und im Nordosten an den Alpinen Muschelkalk der Lechtal-Decke.

Schichtmessungen deuten auf eine gegen Südwesten abtauchende Faltenachse hin. Kleinfalten, Ausquetschung von Tonen und kompakteren Siltsteinen sowie häufige Brüche sprechen für abrupt auftretende tektonische Beanspruchung.

Das tektonische Verhalten der Gesteinsfolgen ist somit schon angedeutet. Tonlagen werden zu dünnen Schieferlagen ausgewalzt. Mergel legen sich in Kleinfalten, Kalkmergel bilden noch Falten, sind jedoch oft, Kalke noch in stärkerem Maße zerbrochen.

3.4.1. Platznahme

Schon im frühen Tertiär wurde das Ultrahelvetikum in die jetzige Lage versetzt. Decken, die es überfuhren, zerquetschten das Gestein.

Die im Abschnitt über die Lechtal-Decke besprochenen Bewegungen ermöglichten die Fenster-Bildung. Die Falknis-Decke wurde durch Nordwest-Schub stark zerbrochen, so daß mit dem Nord-Schub und der Rotation im Uhrzeigersinn Gesteine der Uentschen-Decke und mit ihr verzahnte ultrahelvetische Gesteine in die heutige Lage gelangen konnten.

Inwieweit die im Fenster aufgeschlossenen Schichten mit der im Norden liegenden Liebensteiner Decke in Kontakt stehen, ist ungewiß. Eine in Linsen zerbrochene Fortsetzung an der Basis der Uentschen-Decke ist wahrscheinlich.

4. Quartär (Abb. 2)

4.1. Gletscherausräumung

Übersicht

- Erratika: Kristalline Gesteine, vorab Gneise, wurden ausschließlich am Talrand, bei Ludesch und Bludenz auf 560–620 m sowie am Madeisakopf auf 700 m abgesetzt.

  Adneterkalke und graue Kalke, mit Korallen und Muscheln, wurden von dieser Grenze an bis nördlich des Madeisakopfes auf 1320 m abgelagert. Sie liegen oft in Gruppen gehäuft.
- Gletscherschliffe: Der höchste Schliff konnte auf 1400 m – dem Madeisakopf – beobachtet werden. Auf Arlbergkalk an der Straße Daneu – Laz sind zwei weitere zu erkennen.
- Terrassen: Oberhalb Ludesch zeichnen sich mehrere Terrassen ab, die tiefste liegt auf 590 m, die höchste auf 1060 m.

  Nördlich des Montikel hat sich eine solche auf 620 m, eine weitere oberhalb der Südtiroler Siedlung auf 640 m und östlich von Nüziders eine dritte auf 660 m ausgebildet.
- Moränen: An der Hangseite von Ludesch und zwischen Hinteroferst und Nüziders liegen Reste von Stirnmoränen, nördlich des Madeisakopfes eine vollständige auf 1350 m.

  Weitere Stirn- und Seitenmoränen umschließen das Kar, welches sich an der Nord-Seite des Hohen Frassen befindet. Runde Hügel im Dorf Ludesch sind als Ausschmelz-Moränengut zu deuten.
- Dolinen: Im Hauptdolomit des Madonnakopfes und nordöstlich davon haben sich Dolinen ausgebildet, neben kleineren auch zwei Megadolinen.
- Gehängebrekzien: Im Nietz- und Galgentobel bildeten sich Gehängebrekzien.

4.1.1. Der Ill-Gletscher zur Riss- und Würmzeit

Im Montafon läßt sich der höchste rißzeitliche Stand am Steinwandeck (1996 m) südlich von Bludenz und östlich der Zimba, auf knapp 2000 m festlegen (R. HANTKE, 1980). Somit müßte das Ill-Eis den Hohen Frassen (1979 m) gerade noch überfahren haben.

Nach O. AMPFERER (1907) sind Gehängebrekzien dem Riß/Würm-Interglazial zuzuweisen. Jene im Nietz- und Galgentobel sind Überreste großer Schutthalden, welche während einer wärmeren Zeit entstanden und in der Würm-Eiszeit schon wieder stark erodiert wurden. Ihre Lagerung zeigt, daß Nietz- und Galgentobel dazu-

mal schon bestanden haben. Das Nietztobel müßte aufgrund der heutigen Lagerung in dieser Warmphase schon so stark eingetieft gewesen sein. Im Falle des Galgentobels sind Aussagen über die Eintiefung schwieriger, da die Aufschlüsse relativ hoch liegen.

Im Würm-Maximum erreichte der Ill-Gletscher am Zusammenfluß von Ill- und Aflenz-Eis eine Höhe von 1700 m (R. HANTKE, 1980). Der Hohe Frassen ragte damals über die Eisoberfläche empor.

Die Stirnmoräne nördlich des Madeisakopfes deutet auf einen Eisstand hin, der wohl dem Koblach-Stadium des Rhein-Gletschers gleichzusetzen ist. Hinter der Stirnmoräne weist ein sumpfiges Gelände auf die Abdämmung eines Sees hin, der allmählich verlandete. Im Spätwürm wurde östlich des Sees in einer Doline Toteis abgetrennt, das von hangnahen Rinnsalen langsam überschüttet wurde. Die heute von einem Weiher eingenommene Doline bezeugt das allmähliche Abschmelzen des Eises und das Einbrechen der aufliegenden Schuttfracht.

Noch im Frastanzer Stand lieferte der Lutz-Gletscher einen Zuschuß zum Ill-Eis. Dies ist im vorderen Teil des Großen Walsertales durch Stauterrassen belegt (R. HANTKE, 1980). Die Stauterrassen am Ludescherberg liegen im wesentlichen um 150–200 m höher, was auf einen früheren Stand, wohl auf das Feldkircher Stadium, hindeutet.

Die zwei Stauterrassen auf 590 und 610 m weisen auf einen Stand des Lutz-Gletschers nach dem Frastanzer Stand hin.

Die mit Kristallin-Geröllen bestückte Stirnmoräne bei Ludesch zeigt ein Rückschmelzstadium des Ill-Eises nach dem Frastanzer Stand an. Wieder vorrückendes Lutz-Eis könnte die Stirnmoräne ebenfalls gebildet haben, indem erst vom Ill-Eis ins Große Walsertal hineingedrückte Kristallin-Erratiker bei einem Wiedervorstoß des Lutz-Eises abgelagert wurden.

Das Churer-Stadium des Rhein-Gletschers scheint sich im Illtal in der Bohrung von Nüziders – Tschalenga abzuzeichenen (R. HANTKE, 1980). Die Stirnmoräne zwischen Hinteroferst und Nüziders ist daher einem wenig jüngeren Stand zuzuordnen. Die Stauschotter beim Sonnenberg sind zwischen Churer- und diesem jüngeren Stand an das Eis angeschüttet worden; jene von Hinteroferst (640 m) bildeten sich gleichzeitig mit der Stirnmoräne zwischen Hinteroferst und Nüziders. Auch die Terrassen nördlich des Montikel bildeten sich etwa zu jener Zeit.

Als Einzugsgebiet der Erratiker ergibt sich:

Die Gneise stammen aus dem Silvretta-Kristallin; sie wurden mit dem Ill-Eis bis in die Bludenzer Gegend und weiter transportiert. Adneterkalke stehen an der Roten Wand und in der Gegend von Lorüns an. Da die Aufschlüsse bei Lorüns jedoch relativ tief liegen (800–900 m), die Erratiker jedoch bis in eine Höhe von 1320 m vorkommen, ist eine Herkunft von der Roten Wand viel wahrscheinlicher, so daß auch das Alfenz-Eis Geschiebe bis in die Bludenzer Gegend transportiert hatte. Aufgrund der in der Übersicht angegebenen Höhenangaben und der Herkunft der Erratiker drückte das Ill-Eis das Alfenz-Eis an die rechte Talflanke. Beim Zurückschmelzen lagerte das Alfenz-Eis seine Fracht von 620 m an aufwärts ab. Das Ill-Eis stieß demnach bis auf die rechte Illtal-Seite vor und überfuhr noch den Madonnakopf.

4.1.2. Die Vereisung auf dem Hohen Frassen

In präwürmzeitlichen Höchstständen dürfte der Hohe Frassen gerade noch von Ill-Eis überfahren worden sein. In Früh- und Spätphasen bestand jedoch auch eine lokale Vereisung, die noch während der Würm-Eiszeit anhielt. Dieses Lokaleis vereinigte sich zeitweise mit dem Marul- und Alfenz-Ill-Eis.

Spätglaziale Rückschmelzstadien lassen sich an Stirn- und Seitenmoränen gut erkennen. Mittels der Schneegrenzendepression können die Stadien (Abb. 2) mit jenen der Typusstände im Gschnitztal korreliert werden.

4.1.3. Bildung und Entwässerung der Dolinen

Eine subnivale Entwässerung des Ill-Gletschers scheint durch mehrere Dolinen erfolgt zu sein. Das Dolinensystem auf dem Madonnakopf ist besonders interessant. Ihre Anlage ist tektonisch bedingt, indem mehrere Nord–Süd und Ost–West verlaufende Brüche ihre Bildung begünstigten. Die vorab in Kreuzungspunkten von Brüchen versickernden Wässer vergrößerten durch mechanische (Spaltenfrost) und chemische Erosion (Korrosion) diese Brüche, wobei Hohlräume entstanden, die von nachbrechendem Gesteinsschutt wieder aufgefüllt wurden. Allmählich entstanden so Tröge, wie sie auf dem Madonnakopf auftreten.

4.1.4. Zurückschmelzen der Gletscher und Auswirkungen

Durch das Abschmelzen des Eises sackten Felspartien im Süden des Hohen Frassen zur Muttersberger Alp ab. Im Galgentobel rutschten Raiblerdolomit-Pakete von den nordwestlich gelegenen steilen Hängen ins Flußbett. Im Rungeliner Wald östlich von Bludenz bewirkte das Abschmelzen einen Bergsturz, der durch große Arlbergkalk-Trümmer belegt ist.

4.2. Fluviale Einflüsse

Die tektonische Anlage des Illtales wurde während der Eiszeiten tiefer ausgekolkt und in den Abschmelzphasen teilweise wieder aufgeschottert. Die heutige Talfüllung besteht somit größtenteils aus Glazialschottern und Moränengut (R. HANTKE, 1980).

Das in der heutigen Zeit abgelagerte Material des Illtales ist rein alluvial. Die wichtigsten Zuflüsse der Ill im Untersuchungsgebiet kommen aus dem Galgen- und Nietztobel. Sie haben mächtige, sich verzahnende Schotterdeltas aufgeschüttet, auf welchen Bludenz und Nüziders gebaut wurden.

Das Quellwasser ist sehr kalkreich. Dies ist vor allem am Ludescherberg zu erkennen; hier liegen mehrere Quelltuffvorkommen, die zeitweise für Bauzwecke verwendet wurden.

Auffallende Abschälungen bei Hangwiesen an der Süd-Seite des Nützkopfes sind auf die Einstellung der Heumahd zurückzuführen, da das nicht mehr geschnittene Gras im Frühwinter an den ersten Schnee anfriert und beim Niedergang von Lawinen und Schneerutschen zusammen mit Wurzelballen und Boden mitgerissen wird. Dies führt zu einer zunehmenden Verkarstung des Mähders (H. BERTLE, 1979).

Dank

Den Herren Professoren R. HANTKE und R. TRÜMPY (Zürich) sowie Dr. H. FURRER (Zürich) sei für die wertvollen Hinweise und die kritische Durchsicht des Manuskriptes, Dr. J. P. BECKMANN, Dr. P. A. HOCHULI, Dr. K. PERCH-NIELSEN (Zürich) für die

Fossilbestimmung und Herrn U. GERBER (Zürich) für die Herstellung der Photographien gedankt.

Literatur

ALLEMANN, F.: Geologie des Fürstentum Liechtenstein (südwestlicher Teil) unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems. Jb. Hist. Ver. Fürstent. Liechtenstein, **56**, 244 S., Schaan 1957.

AMPFERER, O.: Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen. – Jb. Geol. R.-A., **57**, 727–752, Wien 1907.

AMPFERER, O.: Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Bludenz. – Jb. Geol. R.-A., **58**, 627–636, Wien 1909.

AMPFERER, O.: Aufnahmeberichte über die Blätter Bludenz-Vaduz, Kufstein, Lofer-St. Johann, Stuben und Admont-Hieflau. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1924–1938.

BARTENSTEIN, H.: Taxionomische Bemerkungen zu den Ammobaculites, Haplophragmium, Lituola und verwandten Gattungen. – Senckenbergiana, **33**/4–6, 313–342, Frankfurt am Main 1952.

BERTLE, H.: Bartholomäberg – geologischer Lehrwanderweg. – Veröffentlichungen des Heimatschutzvereines im Tale Montafon, **1**, Bregenz 1979.

EBERHARD, M.: Das Fenster von Nüziders (Vorarlberg) und sein Rahmen. – Unveröff. Diplomarbeit ETH Zürich, Zürich 1982.

FELBER, P. & WYSSLING, G.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Bregenzerwald (Vorarlberg). – Eclogae Geol. Helv., **72**, 673–714, Basel 1979.

FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – Berlin–Heidelberg–New York–Erlangen (Springer) 1978.

GUBLER, J.: Études Géologiques dans le Vorarlberg Central. – Diss. Univ. Paris, 155 S., Vincennes 1927.

HANTKE, R.: Eiszeitalter 2. Die Jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete (speziell p. 108–113). – Thun (Ott Verlag) 1980.

HEISSEL, W.: Brief an das Amt der Vorarlberger Landesregierung in Bregenz. – Inst. Geol. Paläont. Univ. Innsbruck, Innsbruck 11.11.1968.

JERZ, H.: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – Geologica Bavarica, **56**, München 1966.

KOBEL, M.: Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon (Österreich und Fürstentum Liechtenstein). – Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, N. F., **118**, 151 S., Zürich 1968.

KOBEL, M.: Erläuterungen zur Tektonik des Rätikon mit spezieller Berücksichtigung des Kalkalpenanteils. – Jb. d. Vorarlb. Landesmuseumsvereins, 245–260, 1968–1969. Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, N. F., **96**, 16 S., Zürich 1968–1969.

KRAUS, E.: Der Nordalpine Kreideflysch. – Geol. Paläont. Abh., N. F., **19**, 65–200, Jena 1932.

OBERHAUSER, R.: Bericht 1957 über die Kartierung auf Blatt Hohenems (111) und Blatt Feldkirch (141) sowie über Übersichtsbegehungen in den Anschlußgebieten. – Verh. Geol. B.-A., **1958**, 229–230, Wien 1958.

OBERHAUSER, R.: Bericht über Aufnahmen 1958 auf den Blättern Feldkirch (141) und Schruns (142) sowie über Übersichtsbegehungen auf Blatt Reutte (115). – Verh. Geol. B.-A., **1959**, A44–A45, Wien 1959.

OBERHAUSER, R.: Bericht über die Aufnahmen 1960 auf Blatt Feldkirch (141). – Verh. Geol. B.-A., **1961**, A42, Wien 1961.

OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 1–88, Wien 1963.

OBERHAUSER, R.: Bericht über die Aufnahmen auf den Blättern Dornbirn (111) sowie über Kontrollbegehungen auf Blatt Feldkirch (141). – Verh. Geol. B.-A., **1965**, A33, Wien 1965.

OBERHAUSER, R.: Zur Geologie der West-Ostalpen in Vorarlberg und im Prättigau, unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen. – Verh. Geol. B.-A., **Sdh. G**, 184–190, Wien 1965.

OBERHAUSER, R.: Bericht über Aufnahmen auf Blatt Dornbirn 111 und Kontrollbegehungen auf Blatt Feldkirch 141. – Verh. Geol. B.-A., **1966**, A35, Wien 1966.

OTT, E.: Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpinen Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 455–464, Innsbruck 1972.

OTT, E.: Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie. – Neues Jb. Geol. Paläont. Abh., **141**, 81–115, Stuttgart 1972.

RICHTER, D.: Beobachtungen im Fenster von Nüziders (Vorarlberg). – Neues Jb. Geol. Paläont., 506–510, Stuttgart 1956.

RICHTER, M.: Vorarlberger Alpen. – Samml. Geol. Führer, **49**, 167 S., Berlin 1969.

ROTHPLETZ, A.: Geologische Alpenforschung II. – Ausdehnung und Herkunft der rhaetischen Schubmasse. – München 1905.

STACHER, P.: Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wang-Formation (Helvetische Oberkreide der Schweizer Alpen). – Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F., **152**, 105 S., Bern 1980.

TRÜMPY, D.: Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. – Diss. Univ. Bern, Bern 1916.

WÖHRMANN, S. V.: Die Fauna der sog. Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und bayerischen Alpen. – Jb. Geol. R.-A., **39**, 181–358, Wien 1889.

WÖHRMANN, S. V.: Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. – Jb. Geol. R.-A., **43**, 617–768, Wien 1893.

Geologische Karten

EBERHARD, M.: Geologische Karte des Gebietes zwischen „Hoher Frassen" – Ludesch – Madonnakopf und Bludenz 1 : 10.000. – Unveröff. Dipl.arb. ETH Zürich, Depot Bibl. Geol. Inst. ETH Zürich.

HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, D. & SCHMIDEGG, O.: Geologische Karte des Rätikon 1 : 25.000. – Geol. B.-A., Wien 1965.

HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O.: Geologische Karte des Walgaues 1 : 25.000. – Geol. B.-A., Wien 1967.

RICHTER, D.: Geologische Karte des Fensters von Nüziders ca. 1 : 41.000. – Neues Jb. Geol. Paläont., S. 508, Stuttgart 1957.

RICHTER, M.: Geologische Karte der Vorarlberger Alpen ca. 1 : 140.000. – Samml. Geol. Führer, **49**, Berlin 1969.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 24. Juni 1984.