

HB 5646

STRATIGRAPHIE UND FACIES DER TRIAS/JURA-GRENZSCHICHTEN
IN DEN OBEROSTALPINEN DECKEN GRAUBÜNDENS

INAUGURAL-DISSERTATION
ZUR
ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE
VORGELEGT DER
PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II
DER
UNIVERSITÄT ZÜRICH

VON
HEINZ FURRER
VON WILDBERG (KT. ZÜRICH)

BEGUTACHTET VON DEN HERREN
PROF. DR. H. RIEBER
PROF. DR. R. TRÜMPY

ZÜRICH 1993

ETHIC8 ETH-BIB



00100002133043



CatE

STRATIGRAPHIE UND FACIES DER TRIAS/JURA-GRENZSCHICHTEN
IN DEN OBEROSTALPINEN DECKEN GRAUBÜNDENS

INAUGURAL-DISSERTATION
ZUR
ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE
VORGELEGT DER
PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II
DER
UNIVERSITÄT ZÜRICH

von
HEINZ FURRER
von Wildberg (Kt. Zürich)

BEGUTACHTET VON DEN HERREN
PROF. DR. H. RIEBER
PROF. DR. R. TRÜMPY

ZÜRICH 1993

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort	2	4.2 Culmet-Kalk	57
Zusammenfassung	3	4.2.1 Begriff	57
Summary	4	4.2.2 Charakterisierung	57
		4.2.3 Abgrenzung	57
1 Einleitung	5	4.2.4 Regionale Ausbildung	57
1.1 Problemstellung	5	4.2.5 Biostratigraphie	58
1.2 Methodik und Nomenklatur	5	4.2.6 Faciesanalyse	58
1.3 Geologische Übersicht	7	4.3 Lorüns-Oolith	58
1.4 Stratigraphische Übersicht	9	4.3.1 Begriff	58
		4.3.2 Charakterisierung	58
		4.3.3 Abgrenzung	58
2 Hauptdolomit-Gruppe	12	4.3.4 Regionale Ausbildung	59
2.1 Hauptdolomit-Formation	12	4.3.5 Biostratigraphie	59
2.1.1 Begriff, Historisches	12	4.3.6 Faciesanalyse	59
2.1.2 Charakterisierung	12	4.4 Hierlatz-Kalk	61
2.1.3 Abgrenzung	13	4.4.1 Begriff, Charakterisierung	61
2.2 Plattenkalk-Formation	14	4.4.2 Abgrenzung	61
2.2.1 Begriff, Historisches	14	4.4.3 Regionale Ausbildung	61
2.2.2 Charakterisierung	14	4.4.4 Biostratigraphie	62
2.2.3 Abgrenzung	14	4.4.5 Faciesanalyse	63
2.2.4 Murtèr-Plattenkalk	14	4.5 Adnet-Kalk	63
2.2.5 Uglis-Plattenkalk	15	4.5.1 Begriff, Historisches	63
2.3 Regionale Ausbildung	16	4.5.2 Charakterisierung	63
2.3.1 Lechtal-Decke	16	4.5.3 Abgrenzung	63
2.3.2 Silvretta-Decke (Ducan-Gebiet)	16	4.5.4 Regionale Ausbildung	64
2.3.3 Aroser Dolomiten	16	4.5.5 Biostratigraphie	65
2.3.4 Ela-Decke	17	4.5.6 Faciesanalyse	65
2.3.5 Engadiner Dolomiten s.str.	17	4.6 Facielle Entwicklung	67
2.3.6 Ortler-Einheit	18		
2.4 Biostratigraphie	19		
2.5 Faciesanalyse	20		
		5 Allgäu-Formation	68
3 Kössen-Formation	22	5.1 Begriff, Historisches	68
3.1 Begriff, Historisches	22	5.2 Typusprofil	68
3.2 Charakterisierung	23	5.3 Beschreibung	68
3.3 Abgrenzung	23	5.4 Abgrenzung	68
3.4 Untergliederung	23	5.5 Untergliederung	68
3.4.1 Alplihorn-Member	24	5.5.1 Alpisella-Schichten	69
3.4.2 Schesaplana-Member	25	5.5.2 Naira-Kalk	70
3.4.3 Ramoz-Member	26	5.5.3 Stidier-Hornsteinkalk	70
3.4.4 Mitgel-Member	28	5.5.4 Spadlatscha-Kalk	71
3.4.5 Zirmenkopf-Kalk	28	5.5.5 Allgäu-Schichten s.str.	71
3.5 Regionale Ausbildung	30	5.5.6 Bunte Allgäu-Schichten	72
3.5.1 Lechtal-Decke	30	5.5.7 Megabreccien und Konglomerate	72
3.5.2 Silvretta-Decke (Ducan-Gebiet)	31	5.6 Regionale Ausbildung	72
3.5.3 Aroser Dolomiten	32	5.6.1 Lechtal-Decke	72
3.5.4 Ela-Decke	33	5.6.2 Aroser Dolomiten	73
3.5.5 Engadiner Dolomiten s. str.	34	5.6.3 Ela-Decke	73
3.5.6 Ortler-Einheit	36	5.6.5 Engadiner Dolomiten s. str.	76
3.6 Biostratigraphie	38	5.6.6 Ortler-Einheit	78
3.7 Faciesanalyse	39	5.7 Biostratigraphie	82
3.7.1 Idealisierte Faciesabfolge	39	5.8 Faciesanalyse	83
3.7.2 Vorläufiges Faciesmodell	49	5.8.1 Faciestypen	83
3.7.3 Facielle Entwicklung	52	5.8.2 Facielle Entwicklung	88
4 Schwellen- und Plattformsedimente des Lias	54		
4.1 Schattwald-Schichten	54	Literaturverzeichnis	95
4.1.1 Begriff, Historisches	54	Geologische Karten	98
4.1.2 Charakterisierung	54		
4.1.3 Abgrenzung	54	Legende zu den Tafel 1-6	99
4.1.4 Regionale Ausbildung	54	Tafeln 1-6	99
4.1.5 Biostratigraphie	56		
4.1.6 Faciesanalyse	56	Lebenslauf	
		6 Paläogeographie und Palinspastik	91

Vorwort

"Wer die fraglichen Gebiete aus eigener Anschauung kennt, wird die ungemeinen Schwierigkeiten zu würdigen wissen, mit denen der Geologe, wenn er gewissenhaft verfahren will, in diesen Landstrichen zu kämpfen hat. Das Ganze gehört dem Hochgebirge an, dessen mächtige Zweige es in verschiedene Richtung durchziehen und sich zum Theil hoch in die Schneeregion erheben, wo ausgedehnte Gletscher und Schneefelder, schroffe Felsenwände und schwer zugängliche Spitzen sich dem Beobachter entgegenstellen, der nur wenige Wochen des Jahres hindurch diese öden Regionen betreten kann und auch dann noch von Witterungsverhältnissen abhängt, welche oft lange die Forschungen unterbrechen und durch keine menschliche Kraft und Kühnheit zu besiegen sind. Die wissenschaftliche Untersuchung selbst wird durch die eigenthümliche Natur der Alpen-Gesteine und die gestörten Lagerungsverhältnisse erschwert, wo Verwerfungen, Überstürzungen und Überschiebungen zu den gewöhnlichen Erscheinungen gehören, so dass auf lange Strecken hin Überlagerungen der jüngeren Gesteine durch die älteren sogar zur Regel werden. Dazu kommt noch der weit fortgeschrittene Metamorphismus der Gesteine, durch welchen dieselbe Felsart oft in Formen auftritt, welche unter einander höchst unähnlich sind und der Mangel an gut erhaltenen Fossilien in dem bei weitem grössten Theile des Gebietes. Wenn daher nicht überall die Untersuchung zu vollkommen abgeschlossenen Ergebnissen geführt hat, wenn gar manche Rätsel und Zweifel ungelöst geblieben sind, so muss das auf Rechnung der genannten Schwierigkeiten und Abnormitäten gesetzt werden."

G. THEOBALD (1864)

Die Aussage dieses Abschnittes aus dem Vorwort zur ersten umfassenden geologischen und stratigraphischen Beschreibung des Kantons Graubünden von G. THEOBALD, Professor an der Kantonschule Chur, hat heute noch Gültigkeit wie vor mehr als hundert Jahren. Das erlebte ich während den Feldarbeiten in den Sommermonaten der Jahre 1976 - 1980 und auch bei der Auswertung und Abfassung der vorliegenden Arbeit am Paläontologischen Institut und Museum der Universität Zürich. So sind denn leider auch diesmal "gar manche Rätsel und Zweifel ungelöst geblieben".

Es bleibt an dieser Stelle all jenen zu danken, die auf irgend eine Weise zur Arbeit beigetragen haben:

Prof. Dr. H. Rieber und Prof. Dr. R. Trümpy, unter deren Leitung die Dissertation entstand; T. Badertscher, V.S. Baumgartner (Küschnacht), Dr. H. Bertle (Schrungs), Frau H. Blättler, D. Bollinger, Dr. H.M. Bürgisser, Dr. R. Dössegger (Meteorologische Zentralanstalt Zürich), G. Eberli, U. Eichenberger, A. Fassnacht, K. Föllmi, S. Frank, Dr. W. Giger (EAWAG Dübendorf), T. Gronowski, Dr. J. Guex (Lausanne), Dr. K.A. Hünermann, R. Konzett und seinen Mitarbeitern der Mannheimer Hütte, Prof. Dr. E. Kuhn-Schnyder, H. Lanz, P. Mader, Frau A. Mayer, Dr. W.H. Müller, Dr. R. Oberhauser (Geologische Bundesanstalt Wien), U. Oberli (St. Gallen), R. Reinalter (Brail), Dr. O. Rieppel, A. Rohrbach (Basel), Dr. H.-G. Rusch (Vorarlberger Zementwerke Lorüns AG), Dr. R. Schlatter (Schaffhausen), Dr. R. Schloeth (Nationalparkhaus Zernez), P. Stadler, E. Suter, Dr. H. Vischer (Utrecht), J. Weber und Frau S. Wehner.

Die Kommission für wissenschaftliche Erforschung des Nationalparks leistete einen willkommenen finanziellen Beitrag an die Feldkosten; die Karl Hescheler-Stiftung ermöglichte die Teilnahme an internationalen Symposien und Exkursionen.

Ein besonderer Dank gilt meinen Eltern und vor allem meiner Frau Marianne, die wie unsere beiden Kinder Maya und Fabian während dieser Zeit mancherlei zu erdulden hatte. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet.

Zürich, im Dezember 1981

Heinz Furrer

Zusammenfassung

Die Trias-Jura-Grenzschichten der oberostalpinen Decken Graubündens und der angrenzenden Gebiete in Oesterreich und Italien werden lithostratigraphisch neu gegliedert. Paläontologische, mikrofacielle und sedimentologische Untersuchungen erlauben die vorläufig noch recht lückenhafte biostratigraphische Einstufung und die facielle Interpretation der verschiedenen lithostratigraphischen Einheiten:

Die Gesteine der norischen Hauptdolomit-Gruppe, speziell der Hauptdolomit-Formation, stellen typische Sedimente des geschlossenen Plattformbereichs mit weiten Wattflächen und abgeschlossenen Lagunen dar. Aehnliche Verhältnisse herrschten auch während der Ablagerung der Plattenkalk-Formation, deren unterschiedliche Ausbildungen (Plattenkalk s. str., Murtèr-Plattenkalk, Uglix-Plattenkalk) in mehreren grossen Lagunen oder Wannen innerhalb der Karbonatplattform entstanden.

Im Bereich der Norian-Rhaetian-Grenze wurde die überwiegend karbonatische Sedimentation durch die einsetzende Zufuhr von feinstem siliziklastischem Material unterbrochen oder behindert, was zur Ausbildung der Kössen-Formation führte. Sie wird in fünf Untereinheiten gegliedert. Das unterste, ton- und siltreiche Alplihorn-Member wurde im Bereich von grossen seichten Lagunen auf der ehemaligen Karbonatplattform der Hauptdolomit- oder Plattenkalk-Formation abgelagert. Mit zunehmender Absenkung im Verlauf der spätesten Trias vereinigten sich die ursprünglich isolierten Lagunen zu einer schwach gegliederten Grosslagune oder einem seichten Meeresbecken mit eingeschränkter Wasserzirkulation. Die spätere Oeffnung dieses Beckens zum offenen Meer hin führte zu einer Verbesserung der Lebensbedingungen. Während in gewissen Gebieten die durch siliziklastisches Material dominierte Sedimentation anhielt (Ramoz-Member), entstanden andernorts Plattformbereiche mit grossflächigen Korallenbänken, Karbonatsandbarren und geschützten Lagunen der Schesaplana- und Mitgel-Member. Daraus konnten sich lokal die echten ökologischen Riffe und Riff-Komplexe der Zirmenkopf-Kalke entwickeln.

Die ton- und siltreichen Schattwald-Schichten und der massive Culmet-Kalk vertreten die Plattformsedimente des Lias in den vermutlich etwas tieferen und rascher absinkenden Bereichen, wo die Allgäu-Formation mit den Alpisella-Schichten bereits im frühen Hettangian einsetzt. Schattwald-Schichten mit aufgearbeiteten Geröllen des liegenden Zirmenkopf-Kalks entstanden im Bereich einer Hochzone der westlichen Lechtal-Decke, auf der noch im frühen Hettangian eine lokale Karbonatsandbarre existierte (Lorüns-Oolith). Die damit verbundenen Hierlitz- und Adnet-Kalke mit ihren bunten Kalken, Kondensationshorizonten, synsedimentären Spaltensystemen und Resedimenten zeigen deutlich die frühliajische Dehnungstektonik an, die im frühen Hettangian einsetzte.

Die hemipelagischen Sedimente der Allgäu-Formation begannen im frühen Hettangian mit fossilreichen kieseligen Kalken und Mergeln der Alpisella-Schichten, die im zentralen Beckenbereich in die gebankten Kalke des Naira-Kalks übergehen. Gleichzeitig lagerten sich in den Randbereichen längs aktiver Bruchzonen olistostromartige Megabreccien mit mehreren Metern grossen Blöcken aus der Kössen- und Hauptdolomit-Formation sowie bio- und lithoklastische Kalkturbidite ab. Da die verschiedenenartigen submarinen Felssturz- und Rutschmassen teils schichtparallel in der Allgäu-Formation, teils aber auch auf diskordant abgeschnittenen Schichten der normalerweise 200 - 300 m mächtigen Kössen-Formation oder sogar des Hauptdolomits liegen, müssen die planaren oder listrischen Brüche Verstellungsbeträge von mindestens 300 m aufgewiesen und zur Kippung einzelner Bruchschollen geführt haben.

Bei der weiteren Absenkung im Sinemurian entstanden die Allgäu-Schichten s.str. mit pyritreichen bioturbierten Kalken als Ablagerung eines schlecht durchlüfteten Beckens. Sie enthalten vor allem in den randlichen Beckenbereichen häufige Einschaltungen von Kalkturbiditen. Auf den weiterbestehenden Schwellenzonen bildeten sich Echinodermen-Kalke des Hierlitz-Typs, spiculitische Kalke und knollige Cephalopodenkalke.

Aus der Verbreitung und Ausbildung der Trias-Jura-Grenzschichten in den verschiedenen oberostalpinen Decken Graubündens lassen sich Facies-Beziehungen herleiten, nach denen eine palinspastische Rekonstruktion als Arbeitsmodell aufgestellt wird.

Summary

The Triassic-Jurassic boundary-beds of the Upper Austroalpine nappes of Graubünden and adjoining regions in Austria and Italy are divided into new litho stratigraphic units:

The Hauptdolomit Group of Norian age, consisting of the Hauptdolomit and Plattenkalk Formations (Plattenkalk s. str., Murtèr-Plattenkalk and Uglis-Plattenkalk) represent typical sediments of a restricted carbonate platform with wide tidal flats and restricted lagoons.

Near the Norian-Rhaetian boundary, the carbonate sedimentation was interrupted or hindered by an influx of fine siliciclastic material which lead to the deposition of the Kössen Formation. The lower-most, shale-rich Alplihorn Member of the Kössen Formation developed in wide shallow lagoons or in a shallow basin with restricted water circulation. The later opening of the basin allowed the growth of wide coral banks, carbonate sand barriers and protected lagoons of the Schesaplana and Mitgel Member, interfingering with the more marly Ramoz Member. The carbonate buildups of the Schesaplana Member locally grew to true ecological reefs and reef complexes of the Zirmenkopf limestone.

The marly and silty Schattwald beds and the massive Culmet limestone are supposed to be platform sediments of Early Hettangian age. In two tectonic units they are overlain directly by hemipelagic sediments of the Early Hettangian Alpisella beds (Allgäu Formation). A small platform persisted in the western Lechtal nappe, characterised by oolitic-oncolitic carbonate sands (Lorüns oolite). The following Hierlatz and Adnet limestone consist of red encrinites, hardgrounds, nodular limestones, neptunian dykes and resedimented deposits. This assemblage clearly demonstrates a tensional regime during the Early Liassic, initiated here in the Early Hettangian.

The hemipelagic sediments of the Allgäu Formation were deposited partly in the Early Hettangian with fossiliferous siliceous limestones and marls of the Alpisella beds and continued into the well bedded Naira limestone. Contemporaneous submarine landslides and associated turbidites along active fault zones formed thick chaotic megabreccias (olistostromes), with olistoliths of Kössen and Hauptdolomit sedimentary rocks up to 20 m in diameter, and calciturbidites. The basal unconformity of these megabreccias eliminates up to 300 m of section, including the sequence from the uppermost Kössen Formation to the upper part of the Hauptdolomite Group. The angular discordance between the units suggests a rotation of up to 30° of huge blocks during faulting.

With continued subsidence during the Sinemurian dark bioturbated interlayered limestones and marls of the Allgäu beds s. str. were deposited in a oxygen-poor basin. Debris flows and calciturbidites dominate the marginal parts of the basin while encrinites of the Hierlatz type, spiculites and cherty limestones rich in cephalopods document local submarine swells.

The development and distribution of the Triassic-Jurassic boundary-beds in the different Upper Austroalpine nappes show facies relations from which a palinspastic model has been drawn.

1 Einleitung

Die Trias-Jura-Grenzschichten, speziell aber die Ablagerungen des "Rhät" gehören zu den fossilreichsten Schichten der Alpen. Seit Beginn der geologischen Erforschung dieses Gebirges stellten sie ein wichtiges Leitniveau dar, das wegen seiner charakteristischen Lithologie und seines Fossilreichtums oft auch noch in den kompliziertesten Strukturen nachweisbar war.

In den West- und Südalpen, aber auch in Teilen der Ostalpen (Nördliche Kalkalpen) wurde die stratigraphische Gliederung dieser Schichten recht früh durchgeführt und deren Fossilinhalt detailliert beschrieben (u.a. STOPPANI 1860-65, SUESS & MOJSISOVICS 1868, JEANNET 1913).

Schwierigkeiten boten sich jedoch bei der stratigraphischen Korrelation mit ausseralpinen Ablagerungen und bei einer einheitlichen bio- und chronostratigraphischen Gliederung im Bereich der Trias-Jura-Grenze. So war zum Beispiel das "Rhät" oder Rhaetian Gegenstand langdauernder Diskussionen. Erst ging es um die Frage, ob das "Rhät" oder auch "Infracerasi" als Stufe der spätesten Trias oder dem frühesten Jura angehören soll. Am Colloque du Jurassique in Luxembourg 1962 wurde schliesslich empfohlen, das "Rhät" der Trias zuzurechnen. Später wurde durch neuere Ammonitenfunde in den Kössener Schichten der Nördlichen Kalkalpen (URLICH 1973) das "Rhät" als Stufe in Frage gestellt. Seither dreht sich die Diskussion, die noch nicht abgeschlossen ist, um die Frage, ob das Rhaetian als auf Kosten des oberen Norian (Sevatican) erweiterte Stufe, als Unterstufe des Norian oder gar nur noch als Facies-Begriff verwendet werden soll (WIEDMANN et al. 1979, TOZER 1979). Der Hauptgrund dieser Diskussion liegt in der vielfältigen faciellen Ausbildung der obersten Trias mit ihrer geringen Verbreitung von offenmarinen Ablagerungen und der damit verbundenen Seltenheit von leitenden Cephalopoden.

Ähnliche Probleme bereitet auch die genaue Festlegung der Trias-Jura Grenze, da rasche Facieswechsel, Kondensation und erosive Schichtlücken im unteren Lias eine biostratigraphische Gliederung stark erschweren.

1.1 Problemstellung

Stratigraphie und Facies der Trias-Jura-Grenzschichten sind bisher in den Ostalpen vor allem in den Nördlichen Kalkalpen detailliert untersucht worden. Weniger gut bekannt sind dagegen diese Schichten in den übrigen ostalpinen Decken, deren starke tektonische Deformation und Verschuppung nur selten die Aufnahme von einigermassen vollständigen Profilen erlaubt. So wurden zwar die Trias-Jura-Grenzschichten in Graubünden verschiedentlich untersucht. Meist beschränkte man sich aber auf eine Kartierung und kurze Beschreibung der charakteristischen Gesteine und Fossilien.

Das Thema dieser Arbeit stand ursprünglich unter dem Arbeitstitel "Ostalpines Rhät in der Schweiz". Im Verlaufe der Untersuchungen wurde es einerseits regional eingeschränkt auf die oberostalpinen Decken, andererseits stratigraphisch um die Schwellen- und Beckensedimente des unteren Lias erweitert. Dabei kristallisierten sich folgende Schwerpunkte heraus:

1. Lithostratigraphische Gliederung der Trias-Jura-Grenzschichten
2. Facies und Fossilinhalt
3. Biostratigraphische Einstufung
4. Hinweise zur Paläogeographie der Trias-Jura-Grenzschichten und zur ursprünglichen Position (Palinspastik) der verschiedenen oberostalpinen Decken Graubündens.

1.2 Methodik und Nomenklatur

Bisher wurde die Beschreibung und stratigraphische Gliederung der Trias-Jura-Grenzschichten in den verschiedenen ostalpinen Decken Graubündens durch die vielen Bearbeiter sehr uneinheitlich vorgenommen. Im Rahmen dieser Arbeit wurden darum möglichst gut aufgeschlossene und wenig gestörte Grenzprofile in den oberostalpinen Decken Graubündens und den angrenzenden Gebieten in Österreich und Italien untersucht (Fig. 2). Häufig auftretende Brüche, interne Verschuppungen und teilweise intensive Verfaltung erschwerten oder verunmöglichten oft die Aufnahme von zusammenhängenden Profilen. Diese mussten meist aus Teilprofilen zusammengestellt werden, deren Korrelation oft unsicher oder sogar unmöglich war. Durch die detaillierte Aufnahme konnten zwar vor allem in der Kössen-Formation oft mehrfache tektonische Repetitionen von grösseren Schichtkomplexen nachgewiesen und eliminiert werden. Trotzdem sind zum Beispiel auch die Mächtigkeitsangaben nur grössenordnungsmässig von Bedeutung.

Die Profile wurden detailliert Bank für Bank aufgenommen und mit Lithologie, Sedimentologie und Fossilinhalt im Massstab 1:100 als Kolonnenprofile aufgezeichnet. Die Nomenklatur und Beschreibung der Gesteine richtet sich im allgemeinen nach ENGELHARDT, FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970) und FLÜGEL (1978). Die Bankmächtigkeiten werden wie folgt umschrieben:

Massig	100	cm
Dickbankig	30 - 100	cm
Mittelbankig	10 - 30	cm
Dünnbankig	10	cm

Die Symbole der Kolonnenprofile (Fig. Taf. 1 - 6) wurden soweit möglich der Standard Legend der SHELL International Petroleum Maatschappij B.V. (1976) entnommen.

Auf eine Wiedergabe der sehr umfangreichen Detailprofile musste verzichtet werden. Sie werden mit der Belegsammlung am Paläontologischen Institut der Universität Zürich deponiert.

1.2.1 Lithostratigraphie

Die in dieser Arbeit vorgeschlagene lithostratigraphische Gliederung wurde im wesentlichen nach den Empfehlungen der International Subcommission on Stratigraphic Classification (HEDBERG 1976) und des Schweizerischen Komitees für Stratigraphie (Schweizerische Geologische Kommission 1973) aufgestellt. Wenn möglich wurden ältere, gut eingeführte Begriffe beibehalten. Nur die beiden synonym verwendeten, nach den Empfehlungen unzulässigen Begriffe "Oberrhätikalk" und "Rätolias-Riffkalk" sowie einige weitere Synonyma sollten aufgegeben werden. Zusätzlich werden einige neue formelle lithostratigraphische Einheiten im Range einer Formation oder eines Members definiert. Daneben werden verschiedene lithostratigraphische Einheiten informell weiterverwendet oder neu vorgeschlagen, deren Typikalität oder Abgrenzungskriterien wegen unzulänglicher Aufschlussverhältnisse oder Untersuchungen noch nicht festgelegt werden können.

Schwierigkeiten bereitet die möglichst sinnvolle Festlegung und Abgrenzung der lithostratigraphischen Einheiten, da meistens kontinuierliche Übergänge zwischen den dolomit-, kalk- und tonreichen Einheiten bestehen. Zudem können sich verschiedene Einheiten seitlich ersetzen, wobei häufig gegenseitige Verfingerungen mit weitreichenden zungen- und linsenförmigen Gesteinskörpern auftreten. In diesem Fall stellt sich besonders dem kartierenden Geologen die Frage, bis zu welcher Größenordnung eine lithostratigraphische Einheit (meist Formation) auskariert werden soll oder kann. Für die in dieser Arbeit angestrebte stratigraphisch-facielle Analyse der Trias-Jura-Grenzschichten schien es angezeigt, eine für alpine Verhältnisse recht feine lithostratigraphische Gliederung aufzustellen, die allerdings nur bei relativ guten Aufschlussverhältnissen vollständig oder sicher durchgeführt werden kann. Andernfalls muss sie zweckmäßig vereinfacht werden.

Die allgemeine Beschreibung der Einheiten richtet sich vor allem nach der Ausbildung im Typusprofil. Zusätzlich wird die regionale Verbreitung und Ausbildung in den verschiedenen oberostalpinen Decken Graubündens beschrieben und wenn möglich durch ein Referenzprofil festgelegt.

1.2.2 Biostratigraphie

Eine sichere bio- und chronostratigraphische Einstufung der ausgeschiedenen lithostratigraphischen Einheiten ist vorläufig nur teilweise möglich, da bisher in den Trias-Jura-Grenzschichten der oberostalpinen Decken Graubündens nur wenig brauchbare Leitfossilien gefunden wurden. Dies liegt teilweise an der starken tektonischen Beanspruchung und den schlechten Aufschlussverhältnissen, zum grössten Teil aber wohl an der primären Fossilarmut der Gesteine. So können speziell die obertriassischen Flachwasserkarbonate nicht sicher eingestuft werden, da aus ökologischen Gründen gute Leitfossilien fehlen. Die Einstufung der triassischen Gesteine wird zudem noch kompliziert durch die seit Jahren andauernde Diskussion über die Abgrenzung und den Umfang der Stufen Norian und Rhaetian (WIEDMANN et al. 1979). In dieser Arbeit wird das Rhaetian nach Vorschlag 3 dieser Autoren als auf Kosten des oberen Norian (Sevonian) erweiterte Stufe verstanden.

Dagegen kommen in den Becken- und Schwellensedimenten des Lias vereinzelt Ammoniten vor. Sie wurden von R. Schlatter (Schaffhausen) bestimmt. Beim Fehlen von Ammoniten wurden die etwas häufigeren und besser erhaltungsfähigen Belemniten zu einer groben biostratigraphischen Gliederung herangezogen. Analog zu den Verhältnissen im schwäbischen Jura (SCHWEGLER 1962) lässt sich eine grobe Gliederung des frühen Lias nach der Grösse und Form der Belemnitenrostren durchführen:

Pliensbachian:	grosse Belemniten von mehr als 10 cm Länge und 10 mm Durchmesser, ohne Bauchfurche (<i>Passaloteuthis</i> sp.)
Spät-Sinemurian:	mittelgrosse Belemniten von 5-8 cm Länge und 6-10 mm Durchmesser (<i>Nannobelus</i> sp.)
Früh-Sinemurian:	kleine Belemniten von max. 4-5 cm Länge und 4-6 mm Durchmesser mit tiefer Alveole (<i>Nannobelus</i> sp.);
Spät-Hettangian:	sehr seltene kleine Belemniten von 2-3 cm Länge und 3-4 mm Durchmesser.

Sichere Datierungen sind in den Profilen der Tafeln vermerkt.

Bei den Feldarbeiten konnte umfangreiches Fossilmaterial mit teilweise erstmaligen Funden von Wirbellosen und Wirbeltieren aufgesammelt werden. Leider konnte die Bearbeitung dieser Faunen im Rahmen dieser Arbeit nicht abgeschlossen werden, was später nachgeholt werden soll.

1.3 Geologische Übersicht

In Graubünden sind die drei grossen tektonischen Einheiten Helvetikum, Penninikum und Ostalpin vertreten (Fig. 1). Die höchste Einheit, das Ostalpin, umfasst die unterostalpinen und oberostalpinen Decken, wobei letztere in Zentralostalpin und Nördliche Kalkalpen unterteilt werden (TRÜMPY 1980). Ostalpin und Penninikum werden im Süden durch die Tonale-Linie vom Südalpin getrennt.

Die ostalpinen Decken bestehen aus mehr oder weniger mächtigen Kristallin- und Sedimentmassen, die in mehrphasiger Bewegung über die penninischen Decken geschoben wurden. Die unterostalpinen Decken sind vor allem im Oberengadin gut entwickelt und bestehen aus Kristallinlappen mit teils autochthoner, teils abgescherter Sedimentbedeckung.

Die Nördlichen Kalkalpen reichen nur noch mit der Lechtal-Decke ins Gebiet des Kantons Graubünden und enden mit dem auffallenden Erosionsrand des Alpsteins im Rätikon. Die Lechtal-Decke besteht nur aus Sedimenten der Permotrias bis zur Kreide. Nach BERTLE et al. (1979) und schriftlicher Mitteilung von H. BERTLE ist am Westende der Nördlichen Kalkalpen ein, allerdings stark gestörter, sedimentärer Verband mit der retrograd metamorphen Haube des Silvretta-Kristallins ("Phyllitgneiszone") nachweisbar.

Die zentralostalpine Silvretta-Decke besteht aus mächtigen Kristallinmassen, die nur noch an ihrem auskellenden Westrand in der Ducan- und Landwasser-Zone mesozoische Sedimente tragen. Kristallin und Sedimente der Silvretta-Decke sind an ihrem NW-Rand über die Schuppen der Aroser Dolomiten und am SW-Rand über die nur aus Sedimenten bestehende Ela-Decke überschoben. Im SE werden Silvretta- und Ela-Decke durch die SW-NE verlaufende Engadiner Linie, einer linkssinnigen Horizontalverschiebung, begrenzt (TRÜMPY 1977).

Südöstlich dieser Linie liegt die grosse Kristallinmasse der Oetztal-Decke über den Deckenelementen der Engadiner Dolomiten. Von der Oetztal-Decke kennt man keine sicheren autochthonen Sedimente. Die Sedimentserie des Jaggl wird als Fenster der überfahrenen Engadiner Dolomiten angesehen. Die Engadiner Dolomiten s.str. bestehen aus verschiedenen nach NW, W oder SW bewegten tektonischen Einheiten. Dazu gehört im NE die S-charl-Einheit (S-charl-Unter- und Oberbau) mit ihrer Unterlage, dem Sesvenna-Kristallin. Die Quattervals- und die Terza-Einheit dagegen sind abgescherte und nach SW bewegte, nur aus Sedimenten bestehende Einheiten, die auf die Sedimente der Ortler-Einheit geschoben wurden (TRÜMPY & HACCARD 1969, SCHMID 1973). Die Ortler-Einheit seinerseits liegt mit tektonisch überprägtem Kontakt auf seiner vermutlich stratigraphischen Unterlage, dem Campo-Kristallin. Die Parallelisation der einzelnen Decken über die Engadiner Linie hinweg ist noch nicht geklärt (TRÜMPY 1977, 1980).

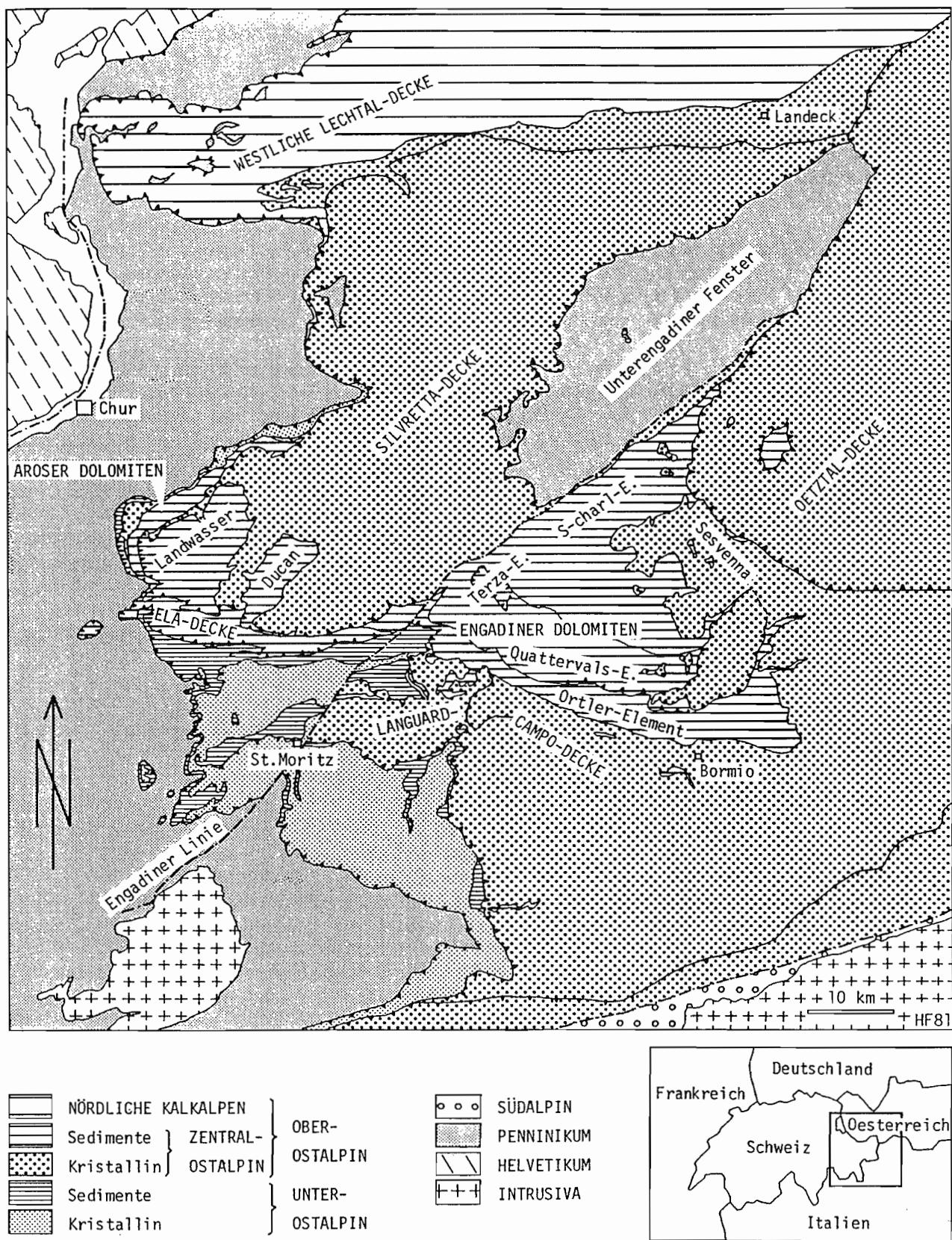


Fig. 1: Tektonische Karte von Graubünden. Vereinfacht nach der Tektonischen Karte der Schweiz 1:500 000, 1980.

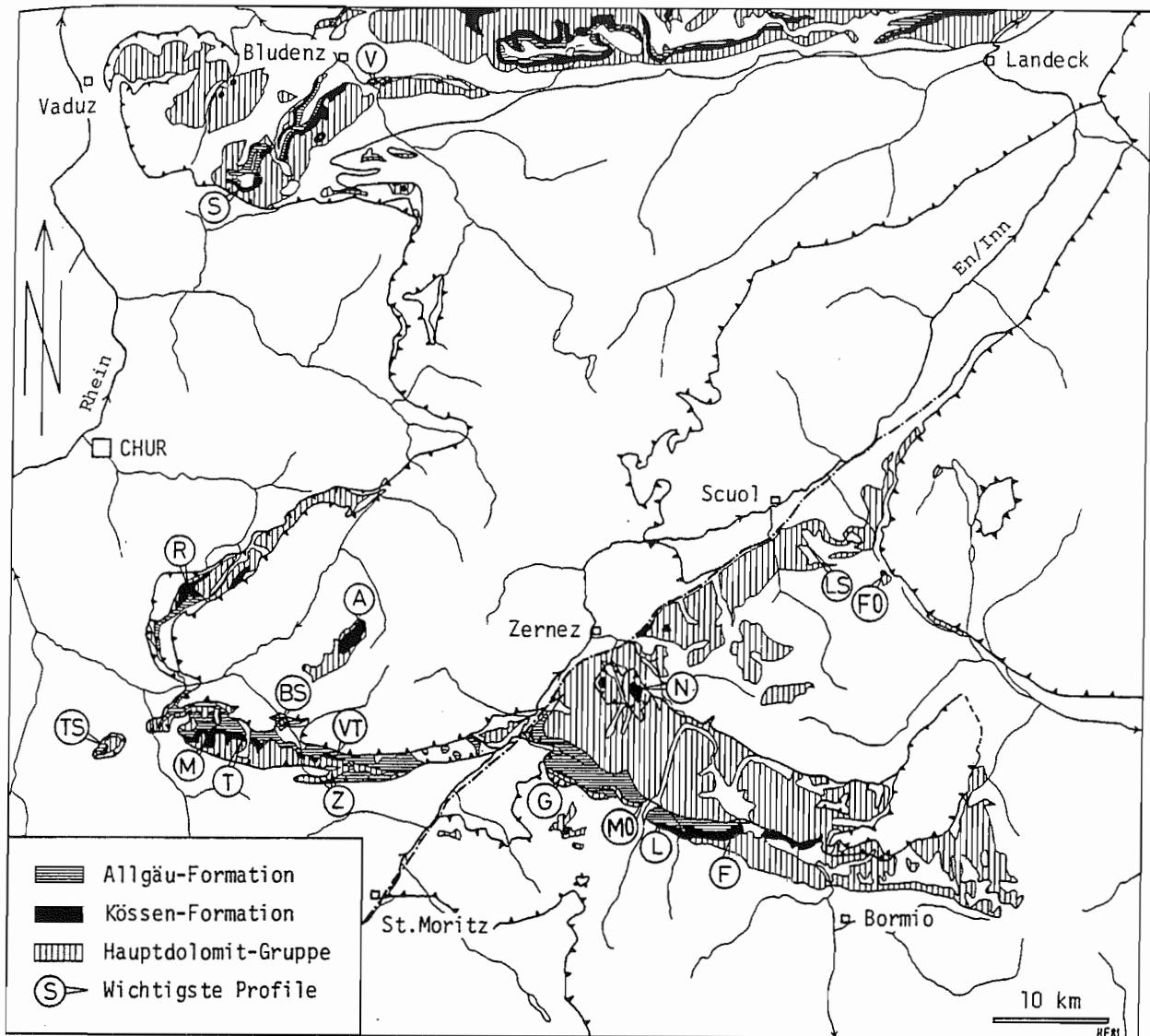


Fig. 2: Verbreitung der Trias-Jura-Grenzschichten in den oberostalpinen Decken Graubündens. Verändert nach der Geologischen Karte der Schweiz 1:500 000, 1980. Lage der wichtigsten Profile und Arbeitsgebiete:
 A: Alplihorn, Silvretta-Decke; BS: Bergüner Stein, Ela-Decke; FO: Follerkopf, S-charl-Einheit; G: Spi da Chaschauna, Ortler-Einheit; F: Monte Pettini, Ortler-Einheit; L: La Parè, Ortler-Einheit; LS: Val Lischana, S-charl-Einheit; M: Piz Mitgel, Ela-Decke; MO: Il Motto, Ortler-Einheit; N: Murtèr, Terza-Einheit; R: Ramoz, Aroser Dolomiten; S: Schesaplana, Westliche Lechtal-Decke; T: Corn da Tinizong, Ela-Decke; TS: Piz Toissa, Ela-Decke; V: Lorüns, Westliche Lechtal-Decke; VT: Val Tisch, Ela-Decke; Z: Piz Zavretta-Ostgrat, Ela-Decke.

1.4 Stratigraphische Übersicht

In den oberostalpinen Decken Graubündens sind die Trias-Jura-Grenzschichten infolge der alpinen Gebirgsbildung und der nachfolgenden Erosion leider nur sehr lückenhaft erhalten geblieben (Fig. 2). Dank ihrer charakteristischen Lithologie und ihrem Fossilreichtum wurden einzelne Schichten aber trotzdem schon durch die frühesten geologischen Bearbeiter Graubündens (ESCHER V. D. LINTH & STUDER 1839; THEOBALD 1864) zur stratigraphischen Gliederung der Gebirge verwendet.

Die bisherige Gliederung wurde in den verschiedenen Decken jedoch sehr uneinheitlich vorgenommen. In dieser Arbeit werden darum die Gesteine der obersten Trias und des untersten Jura soweit möglich lithostratigraphisch gegliedert, eingestuft und untereinander verglichen. Die formell definierten oder informell ausgeschiedenen lithostratigraphischen Einheiten im Range von Formationen oder Membrnen werden zu vier grösseren Einheiten (Hauptdolomit-Gruppe, Kössen-Formation, Schwellen- und Plattformsedimente des Lias und Allgäu-Formation) zusammengefasst (Fig. 4). Die gegenseitigen geometrischen Beziehungen sind in Fig. 3 stark vereinfacht dargestellt.

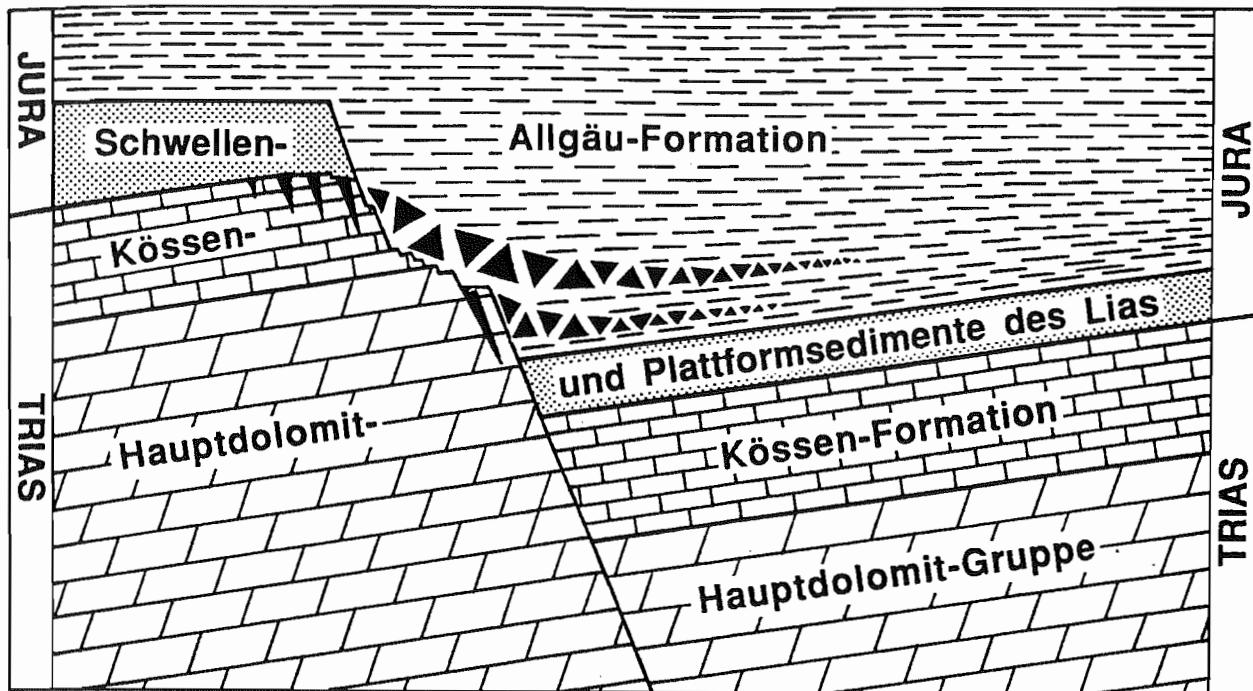


Fig. 3: Schematische Gliederung der Trias-Jura-Grenzschichten im Oberostalpin Graubündens. Die Darstellung zeigt die Geometrie der vier grösseren lithostratigraphischen Einheiten nach der frühliassischen Bruchtektonik.

Die norische **Hauptdolomit-Gruppe** umfasst die eigentliche Hauptdolomit-Formation mit ihren lokal ausgebildeten kalkigen Einschaltungen (Pra Grata-, Quattervals-, Diavel-Formation) und die ebenfalls nur lokal an der Obergrenze auftretende Plattenkalk-Formation. Die bis 1500 m mächtige **Hauptdolomit-Formation** mit ihren dickbankigen bis massigen Dolomiten ist meist fossilarm. Typisch sind neben stark rekristallisierten Dolomiten die laminierten, teilweise stromatolithischen Bänke mit Hohlräumgefügen und die linsenartig auftretenden intraformationellen Dolomitbreccien. Die **Plattenkalk-Formation** umfasst die verschiedenen, lithologisch etwas voneinander abweichenden Kalkabfolgen, die lokal zwischen der Hauptdolomit-Formation unten und der Kössen-Formation oben eingeschaltet sind. Die gut gebankten dunkelgrauen Kalke sind partienweise oolithisch und enthalten einzelne Lumachellenbänke. Dolomite treten besonders im unteren, Schieferfone im oberen Teil auf. Die Sonderausbildung des **Murtèr-Plattenkalks** unterscheidet sich vom **Plattenkalk s.str.** der Nördlichen Kalkalpen durch die dunkleren bis schwarzen Farben der Kalke, die häufigeren Schieferfone und die typischen Verkieselungen. Der **Uglix-Plattenkalk** dagegen durch das Zurücktreten der dunklen Kalke und die häufigeren gelb-oliv anwitternden Dolomite.

Die hauptsächlich rhaetische **Kössen-Formation** setzt über der Hauptdolomit- oder Plattenkalk-Formation mit einer Wechsellagerung von dunklen Schiefertonen, Mergeln und tonigen, oft fossilreichen Kalken ein. Die 200-350 m mächtige Kössen-Formation kann in fünf Untereinheiten gegliedert werden: Das basale, durchgehend ausgebildete **Alplihorn-Member** mit dunklen Schiefertonen, Mergeln, Kalken und Einschaltungen von Siltsteinen und kalkigen Dolomiten kann bis 120 m mächtig sein und führt eine reiche Bivalvenfauna. Das maximal 220 m mächtige **Schesaplana-Member** mit seinen charakteristischen biostromartigen Korallen- und Brachiopodenkalke verfüngert sich seitlich mit dem Alplihorn-Member und dem ähnlich ausgebildeten, etwa 100 m mächtigen **Ramoz-Member**, das sich vor allem durch die häufigeren Einschaltungen von hellgrauen massigen Kalken abgrenzen lässt. Regional begrenzte Verbreitung besitzen das gegen 50 m mächtige **Mitgel-Member** mit seinen durch olive Mergel unterbrochenen grauen Kalke und gelben Dolomiten sowie der massive **Zirmenkopf-Kalk**, dessen hellgraue Plattformkarbonate 20-50 m mächtige, bank- oder linsenförmige Gesteinskörper bilden, die aus dem Schesaplana-Member hervorgehen.

Die Kössen-Formation wird meist überlagert von geringmächtigen **Schwellen- und Plattformsedimenten des Lias**, deren rasche laterale und vertikale Facieswechsel eine einheitliche Gliederung erschweren. Die maximal 10 m mächtigen bunten Schieferfone, Siltsteine und Kalke der **Schattwald-Schichten** und der ebenfalls 10 m messende, massig erscheinende **Culmet-Kalk** liegen konkordant auf dem Ramoz- oder Mitgel-Member. Die 20 m mächtigen oolithisch-onkolithischen Kalke des **Lorüns-Ooliths** treten zusammen mit Schattwald-Schichten nur auf Zirmenkopf-Kalk in der westlichen Lechtal-Decke auf. Dort sind der oberste Zirmenkopf-Kalk und der Lorüns-Oolith oft von

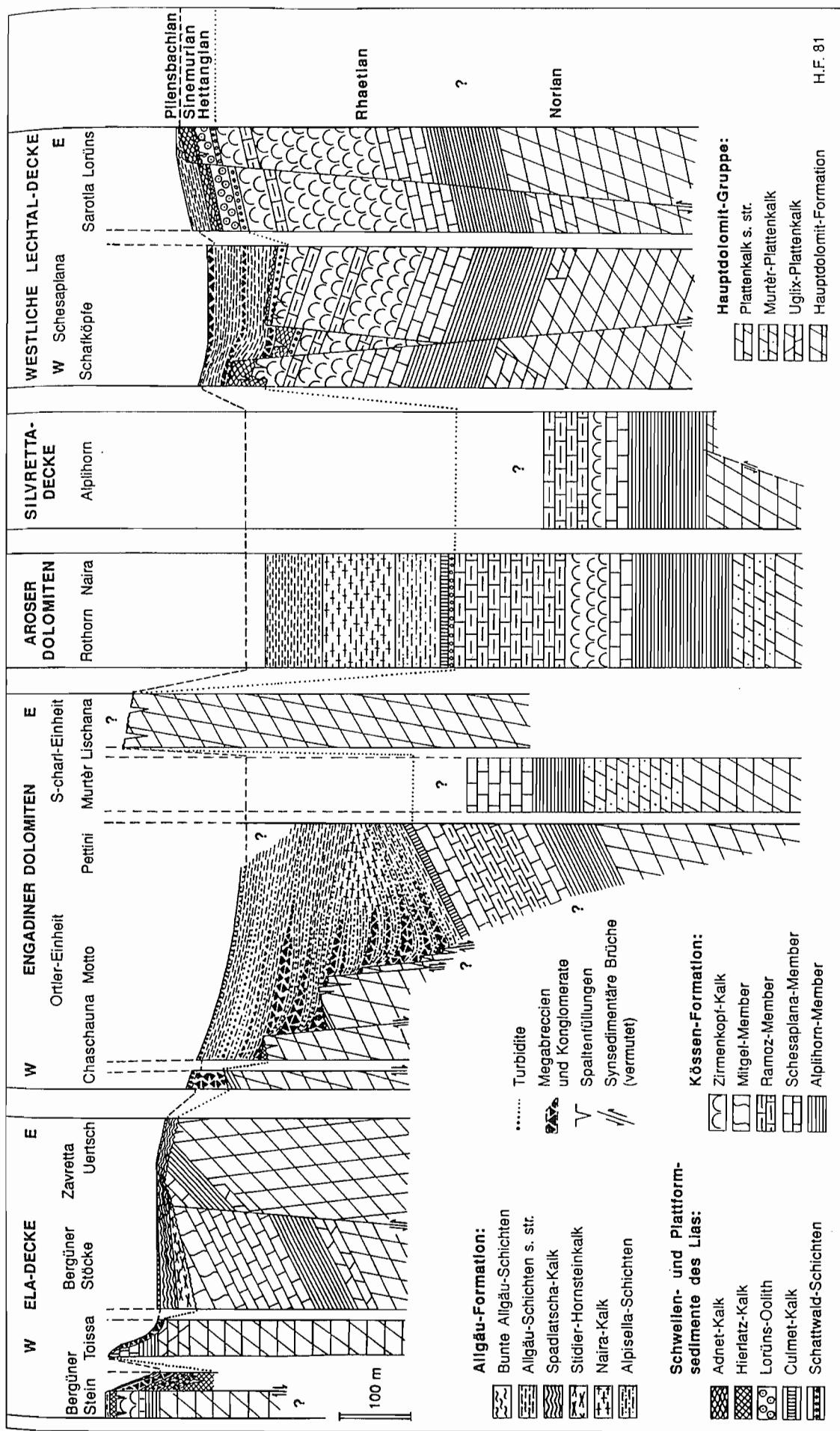


Fig. 4: Stratigraphisches Schema der Trias-Jura-Grenzschichten in den oberostalpinen Decken von Graubünden. Die durchschnittlichen Mächtigkeiten der lithostratigraphischen Einheiten sind ausgehend von einer hypothetischen Topographie im Unterlaß aufgetragen.

metertiefen Spalten und unregelmässigen Hohlräumen durchbrochen, die mit verschiedenen Zementgenerationen und buntem mikroparitischem Kalk gefüllt sind. Die bunten Echinodermenkalke des **Hierlatz-Kalks** konnten nur als lokale Vorkommen auf Lorüns-Oolith, auf von Spalten zerrissenem Zirmenkopf-Kalk oder gar nur als Spaltenfüllungen im Hauptdolomit beobachtet werden. Auch die meist nur wenige Meter mächtigen grauen und roten Kalke des **Adnet-Kalks** mit Fe- und Mn-führenden Kondensationshorizonten und Breccien liegen auf Schattwald-Schichten oder greifen mit breiten Spaltenfüllungen mehrere Meter tief in den Zirmenkopf-Kalk hinein. Sie können von bunten cephalopodenführenden Knollenkalken überlagert werden.

Die Schwellen- und Plattformsedimente des Lias werden gegen oben oder auch seitlich ersetzt durch die hemipelagischen Beckensedimente der 100-400 m mächtigen **Allgäu-Formation**: Die fossilreichen 20-60 m mächtigen **Alpisella-Schichten** mit ihrer regelmässigen Wechsellagerung von dunkelgrauen bis schwarzen kieseligen Kalken und Mergeln sowie den Einschaltungen von chaotischen Megabreccien und Kalkturbiditen gehen oben teilweise in den gut gebankten blaugrauen **Nairakalk** über, der lokal mehr als 100 m mächtig werden kann. Daneben bestehen aber auch Übergänge in die **Allgäu-Schichten s.str.** mit ihrer teilweise turbiditreichen Wechsellagerung von bioturbierten Kalken, Mergeln und Hornsteinkalken. Der 10-30 m mächtige **Stidier-Hornsteinkalk** und der etwa gleichmächtige cephalopodenreiche **Spadlatscha-Kalk** stellen lokale Sonderausbildungen dar. In den Alpisella-Schichten und den Allgäu-Schichten s.str. treten schichtparallel eingelagerte, bank- oder linsenförmige **Megabreccien** und isolierte Olistolithen auf. Die 10-40 m mächtigen olistostromartigen Breccien und Konglomerate enthalten millimeter- bis dekametergroße Komponenten sowie grosse, im Verband gebliebene Schichtpakete der Kössen-, Plattenkalk- und Hauptdolomit-Formationen. Megabreccien und Allgäu-Schichten s.str. können aber auch direkt auf schichtparallel oder diskordant abgeschnittenen Schichten dieser Formationen liegen. Abrupte Facieswechsel und Mächtigkeitssprünge in den Plattform-, Schwellen- und Beckensedimenten des Lias, diskordante Überlagerung der triassischen Plattformkarbonate, Spaltenfüllungen und Megabreccien zeigen grosse Subsidenzunterschiede und Ausbildung eines Horst-Graben- oder Schwellen-Becken-Systems mit gekippten Blöcken im frühen Lias an. Synsedimentäre Brüche konnten bisher nur indirekt nachgewiesen werden, da sie vermutlich meist bei der alpinen Gebirgsbildung reaktiviert wurden.

2 Hauptdolomit-Gruppe ✓

Die Hauptdolomit-Gruppe umfasst nach DÖSSEGGER et al. (1982) "die Dolomit- und Kalkserien zwischen der Raibl-Formation unten und der Kössen-Formation bzw. der Allgäu-Formation oder der Lischana-Breccie oben".

Während die Gruppe meist nur aus der Hauptdolomit-Formation s.str. und der lokal ausgebildeten Plattenkalk-Formation besteht, treten in den Engadiner Dolomiten innerhalb der Hauptdolomit-Formation mehrere hundert Meter mächtige Kalkeinschaltungen auf, die von unten nach oben als Pra-Grata-, Quattervals- und Diavel-Formation ausgeschieden werden (DÖSSEGGER et al. 1982). Da im Rahmen dieser Arbeit nur der alleroberste Teil der Hauptdolomit-Gruppe im Liegenden der Kössen-Formation untersucht wurde, soll hier nur kurz auf die allgemeine Ausbildung der Hauptdolomit- und Plattenkalk-Formationen und deren Abgrenzung von der Kössen-Formation eingegangen werden.

2.1 Hauptdolomit-Formation (Dolomia del Cristallo) ✓

2.1.1 Begriff, Historisches

Der Begriff "Hauptdolomit" wurde von GÜMBEL (1857) in den bayerischen Alpen geprägt. In den oberostalpinen Decken Graubündens wurde diese charakteristische Einheit schon seit THEOBALD (1864) entsprechend bezeichnet. In der Ortler-Einheit der Engadiner Dolomiten führte POZZI (1959) die Bezeichnung "Formazione di Plator-Cristallo" ein, die später in "Dolomia del Cristallo" (GELATI & ALLASINAZ 1964) umgewandelt wurde. Eingehendere stratigraphisch-facielle Untersuchungen wurden jedoch nur in den Quattervals- und Terza-Einheiten (SOMM 1965) und in der Ortler-Einheit (Zusammensetzung in GELATI & ALLASINAZ 1964) der Engadiner Dolomiten sowie in der Lechtal-Decke des Rätikon (CZURDA & NICKLAS 1970) durchgeführt. Ein Typusprofil wurde bisher nie formell festgelegt.

2.1.2 Charakterisierung ✓

Die Hauptdolomit-Formation besteht im allgemeinen aus dickbankigen bis massigen grauen Dolomiten. Selten lagern sich einzelne geringmächtige, nicht aushaltende Kalklagen ein. Die Dolomite sind meist fossilarm und stark rekristallisiert. Typisch sind laminierte, teilweise stromatolithische Bänke mit Hohlräumgefügen. Selten können auch bunte Schiefertone, Trockenrisse, Teepee-Strukturen, Caliche-Horizonte mit Pisoiden sowie Pseudomorphosen nach Sulfatmineralien auftreten. Dagegen finden sich häufig linsenartig eingelagerte intraformationelle Dolomitbreccien. Neben den häufigen Stromatolithen kann der Hauptdolomit bankweise reichlich Onkoide, Lebenssspuren, Foraminiferen, Ostracoden, Gastropoden [u.a. *Worthenia contabulata* (COSTA)] oder Megalodonten enthalten. Auch schwarze, bituminöse und laminierte Dolomite oder Mergel können auftreten.

Der massive, bis 1500 m mächtige Hauptdolomit ist einer der wichtigsten Felsbildner der oberostalpinen Decken Graubündens und äußert sich morphologisch meist in einer gebirgsbildenden Stellstufe zwischen den tonreicherem, stärker verwitternden Raibl- und Kössen-Formationen. Eindrückliche Beispiele solcher Hauptdolomit-Berge zeigen die Engadiner Dolomiten, die Bergüner Stöcke, die Aroser Dolomiten und das Rätikon.

2.1.3 Abgrenzung ✓

Die Hauptdolomit-Formation unterscheidet sich durch ihre charakteristischen dickbankigen bis massigen Dolomite von der lokal in ihrem obersten Teil auftretenden, überwiegend kalkigen Plattenkalk-Formation und den darüber liegenden, ton- und mergelreichen Schichten der Kössen-Formation. Da in der Regel eine Formation in die andere übergeht, ist es oft schwierig, eine klare und sinnvolle Grenze zu ziehen.

- Obergrenze:
- Unter der ersten geschlossenen, mindestens 10 m mächtigen Kalkfolge der Plattenkalk-Formation (CZURDA & NICKLAS 1970).
 - Unter der ersten Schiefertonlage, die die Wechsellagerung von dunklen Schiefertonen, Kalken und Dolomiten der Kössen-Formation einleitet.

2.2 Plattenkalk-Formation

2.2.1 Begriff, Historisches

Der Begriff, 1861 von GÜMBEL in den Bayerischen Alpen geprägt, wurde in den oberostalpinen Decken Graubündens sehr verschieden verwendet. Der typisch ausgebildete Plattenkalk der westlichsten Lechtal-Decke wurde seit ARNI (1926) entsprechend bezeichnet. Dagegen wurden in den Engadiner Dolomiten von DIENER (1888) der ganze Hauptdolomit, von HESS (1953) alle norischen Kalkeinlagen so benannt. SPITZ & DYHRENFURTH (1914) führten den Begriff "Norisch-rhätisches Grenzniveau" ein, den sie aber sowohl für die Kalkserien des jetzigen Murtèr-Plattenkalks wie auch die stratigraphisch tieferen Pra Grata- und Diavel-Formationen verwendeten. Dieser Begriff wurde denn auch später in den anderen zentralostalpinen Decken neben der Bezeichnung Plattenkalk benutzt (z.B. BRAUCHLI 1921 in den Aroser Dolomiten). Die von POZZI (1959) aus der Ortler-Einheit der Engadiner Dolomiten als "Strati del Solena" beschriebenen dünnbankigen grauen und schwarzen Kalke, die er zur "Formazione di Fraele" zählte, gehören in ihrem unteren Teil zur Plattenkalk-Formation. Erst SOMM (1965) schränkte den Begriff "Plattenkalk" in den Engadiner Dolomiten auf die Kalkserien zwischen der Hauptdolomit-Formation unten und der Kössen-Formation oben ein, die von DÖSSEGGER et al. (1982) als Murtèr-Plattenkalk-Formation bezeichnet werden.

2.2.2 Charakterisierung

Der Plattenkalk der Nördlichen Kalkalpen besteht nach TOLLMANN (1976) aus "mittel- bis dunkelgrauen, auch bläulich oder bräunlich-grauen dünn- oder dickbankigen Kalken, denen besonders in den tieferen Bänken oder auch noch hoch empor Dolomitbänke vom Typus des Hauptdolomits zwischengelagert sind. Die Kalke sind partienweise oolithisch und enthalten besonders in den höheren Partien einzelne Lumachellenbänke. Schmale Mergellagen können auftreten. Auch Buntfärbung des Basalteiles ist möglich."

Fossilien können bankweise recht häufig auftreten. Neben Stromatolithen und charakteristischen Gastropoden (z.B. *"Rissoa" alpina* GÜMBEL) finden sich auch Foraminiferen, Ostracoden, Bivalven und Fischreste. Der Plattenkalk ist nur lokal zwischen Hauptdolomit-Formation unten und Kössen-Formation oben ausgebildet (CZURDA & NICKLAS 1970, Taf. 1), kann aber in den Nördlichen Kalkalpen bis 400 m mächtig werden. In den zentralostalpinen Decken dagegen ist der Plattenkalk viel weniger mächtig (max. 140 m) und etwas abweichend ausgebildet. Diese Sonderausbildungen werden informell als Murtèr- und Uglis-Plattenkalk bezeichnet.

Dem Namen entsprechend fällt der Plattenkalk morphologisch durch die plattenartige Verwitterung der grauen Kalke auf.

2.2.3 Abgrenzung

Die Plattenkalk-Formation unterscheidet sich von der Hauptdolomit-Formation durch die überwiegenden dunkel grauen, dünn- bis dickbankigen Kalke; von der Kössen-Formation durch das seltener Auftreten der für diese typischen schwarzen Schiefertone und Mergel und gelb-braun anwitternden Lumachellen-Kalke. Der Plattenkalk geht meistens kontinuierlich aus dem liegenden Hauptdolomit hervor und mit einer mehrere Meter mächtigen Übergangszone in die hangende Kössen-Formation über. Da er linsenartig den obersten Teil der Hauptdolomit-Formation ersetzt, können seitliche Verfingerungen beider Formationen auftreten. Möglicherweise vertritt er aber auch noch basale Teile der Kössen-Formation.

Untergrenze: Siehe 2.1.3 Obergrenze Hauptdolomit-Formation.

Obergrenze: Unter der ersten Schiefertonlage, die die Wechsellagerung von dunklen Schiefertonen, Kalken und Dolomiten der Kössen-Formation einleitet.

2.2.4 Murtèr-Plattenkalk (informell)

2.2.4.1 Begriff

Ableitung vom Piz Murtèr, Schweizerischer Nationalpark / GR (Lk.d. CH 1: 25 000, Blatt 1238 P. Quattervals), wo diese Schichten ausgezeichnet aufgeschlossen sind (SCHNEIDER 1969).

2.2.4.2 Charakterisierung

Der Murtèr-Plattenkalk besteht aus dünnbankigen, dunkelgrauen bis schwarzen Kalken mit dünnen Schieferton- und Mergellagen und seltenen Einschaltungen von hellgrauen, mittelbankigen bis massigen Dolomiten. Die dunklen pyritreichen Kalke enthalten in einer fast durchgehend mikritischen Matrix häufig Kotpillen und Fossilien. Es überwiegen Gastropoden (*Worthenia contabulata* [COSTA], "*Rissoa*" *alpina* GÜMBEL), Bivalven (u.a. *Pinna miliaria* STOPPANI) und Ostracoden. Daneben treten Foraminiferen (Involutiniden), Echinodermen, Fisch- und Reptilreste auf. Neben unvollständig verkieselten Fossilien beobachtet man auch schwarze Hornsteinknollen. Seltener sind Pseudomorphosen von Calcit und Dolomit nach grossen, einzeln oder in Garben auftretenden idiomorphen Kristallen eines Sulfatminerals (vermutlich Cölestin), die vor allem auf höckerigen, mit Mergel belegten Schichtflächen auftreten.

Nach SOMM (1965) und SCHNEIDER (1969) kann ein 50-70 m mächtiger unterer Teil mit seitlich ineinander übergehenden Kalken und Dolomiten von einem oberen, 90-150 m mächtigen schiefertonführenden Teil abgegrenzt werden. Die Grenze wird mit der ersten Schiefertonlage gezogen. Für den oberen Teil typisch sind neben den dunklen Schiefertonen die fossilreichen, oft rötlich anwitternden, durch dünne Mergellagen getrennten Kalke und die häufigeren Verkieselungen. Die im unteren Teil dominierenden Gastropoden treten gegen oben zugunsten der Bivalven zurück. Gleichzeitig sind Echinodermenreste (v.a. Echinidenstacheln) etwas häufiger. Neben laminierten Dolomiten mit Hohlräumgefügen können intraformationelle Breccien und im obersten Teil oolithische Kalke auftreten. Der 140-200 m mächtige Murtèr-Plattenkalk geht oben in die Kössen-Formation über.

2.2.4.3 Abgrenzung

Der Murtèr-Plattenkalk unterscheidet sich vom Plattenkalk s.str. der Nördlichen Kalkalpen und vom Uglis-Plattenkalk durch die dunkleren bis schwarzen Farben der Kalke, die häufigeren Schieferton- und Mergellagen, die typischen Verkieselungen und die selteneren Oolithe.

2.2.5 Uglis-Plattenkalk (neu, informell)

2.2.5.1 Begriff

Ableitung vom Piz d'Uglis / GR (Lk.d. CH 1: 25 000 , Blatt 1236 Savognin).

2.2.5.2 Charakterisierung

Der Uglis-Plattenkalk besteht aus einer dünn- bis dickbankigen Abfolge von dunkelgrauen, meist gelblich anwitternden dolomitischen Kalken und blaugrauen Kalken. Einlagerungen von grünen und gelben Schiefertonen können auftreten. Fossilien sind selten: Foraminiferen, Ostracoden, Gastropoden ("*Rissoa*" *alpina*) Bivalven, Echinodermen und seltene Wirbeltierreste. Die verschiedentlich gesteinbildend auftretenden Peloide (vor allem Kotpillen) liegen meist unvollständig dolomitisiert in einer kalkigen Matrix. Die Dolomite sind undeutlich laminiert, enthalten lokal von der Unterlage aufgearbeitete Intraklasten sowie Hohlräumgefüge. Pyrit ist nicht selten. Die Mächtigkeit beträgt 10-30 m.

2.2.5.3 Abgrenzung

Der Uglis-Plattenkalk unterscheidet sich vom Plattenkalk s.str. und vom Murtèr-Plattenkalk durch die häufigen gelb-oliv anwitternden Dolomite und die selteneren dunkelgrauen schwarzen Schieferfone, Mergel und Kalke.

2.3 Regionale Ausbildung

2.3.1 Lechtal-Decke (Taf. 1) ✓

Im Westteil der Nördlichen Kalkalpen wurde der Hauptdolomit der Lechtaler Alpen von MÜLLER-JUNGBLUTH (1970) lithostratigraphisch gegliedert. CZURDA & NICKLAS (1970) führen diese Gliederung in den Klostertaler Alpen und im Rätikon durch und geben eine kurze Beschreibung eines 850 m mächtigen Profils auf der Toten Alpe südöstlich der Schesaplana. Der teilweise über 1000 m mächtige Hauptdolomit zeigt sich in seiner typischen Ausbildung. An der Schesaplana selbst geht er direkt in die Kössen-Formation über. Am Zirmenkopf und am Panüelerkopf hingegen wird er von unterschiedlich mächtigem Plattenkalk überlagert oder seitlich ersetzt (ARNI 1926).

CZURDA & NICKLAS (1970) geben eine Verbreitungskarte und eine detaillierte stratigraphisch facielle Beschreibung des Plattenkalks s.str. in den Klostertaler Alpen und im Rätikon. Die gebankten Kalke, die von einzelnen Dolomitlagen unterbrochen werden, sind oft reich an Fossilien: Algen, Foraminiferen, Ostracoden, Gastropoden, Bivalven (u.a. Megalodonten), Echiniden, Crinoiden und sehr selten Korallen. Typisch sind Lumachellen, Pillenkalke, Oolithe, Onkolithen, Laminiten (oft mit Hohlraumgefügen) und Stromatolithe. Zyklische Sedimentationen, beginnend mit Resedimentlagen und endend mit Hohlraumgefügen, sowie unterschiedliche Dolomitisierung (häufig liegen dolomitisierte Bioklasten und Peloide in einer Kalkmatrix) sind recht häufig (ARNI 1926, CZURDA & NICKLAS 1970). Die Mächtigkeit kann über 200 m betragen. Die Verbreitung im Rätikon ist aus der Geologischen Karte des Rätikon (HEISSEL et al. 1965) ersichtlich. In der Schesaplana-Gruppe ist im Süden kein Plattenkalk ausgebildet. Dagegen tritt er am Zirmenkopf und am Panüeler Kopf auf, wo er nach ARNI (1926) über 80 m mächtig ist.

2.3.2 Silvretta-Decke (Ducan-Gebiet, Taf. 2) ✓

Im Ducan-Gebiet zeigt der Hauptdolomit auffallende Mächtigkeitsunterschiede. Am Büelenhorn und Gipshorn zeigt er nach EUGSTER (1923) und eigenen Beobachtungen die normale Ausbildung mit Laminiten, Stromatolithen, intraformationellen Breccien, Megalodonten (*Neomegalodon triqueter* [FRECH], *Dicerocardium* sp.). Dort ist er bei tektonischer Obergrenze und fehlender Kössen-Formation mindestens 700 m mächtig. Zwischen Chrummhüreli und Chrachenhorn nimmt die Mächtigkeit jäh ab. Am Südostgrat des Chrachenhorns liegt in einem wenig gestörten Profil ein nur noch etwa 30 m mächtiger Hauptdolomit zwischen Raibl-Formation unten und Kössen-Formation oben. In seinem obersten Teil schalten sich schwarze, gelbe oder rote Schiefertone ein. An der Obergrenze tritt eine 10 cm mächtige, rot gefärbte Dolomitbank auf, die von anfänglich gelb-roten, später schwarzen Schiefertonen überlagert wird. Der oberste laminierte Teil der Bank enthält viele eingeregelte dünnenschalige Bivalven und unbestimmbare Wirbeltierknochen. Bivalvenschalen und Matrix sind teilweise stark rekristallisiert und von Limonit imprägniert. Im darunterliegenden homogeneren Dolomit sind sparitgefüllte Hohlraumgefüge des Stromatactis-Typs ausgebildet.

Am Strel ist der Hauptdolomit ebenfalls nur etwa 30 m mächtig und wird zuoberst durch eine höckerige Schichtfläche mit roten Limonitkrusten und Schiefertonen abgeschlossen. Stellenweise fehlt er aber fast vollständig, so dass die Kössen-Formation direkt auf der bunten Breccie des Grenzbereichs Raibl-/Hauptdolomit-Formationen liegt (EICHENBERGER 1981).

Am Ostgrat des Alplihorns besteht der Hauptdolomit wieder aus einer gegen 50 m mächtigen Abfolge von typischen hellgrauen Dolomiten mit Partikeln, Laminiten, Stromatolithen und intraformationellen Breccien über der bunten Breccie der Raibl-Formation. Die Grenze zur hangenden Kössen-Formation ist jedoch tektonischer Natur oder mindestens tektonisch überprägt.

Die Plattenkalk-Formation ist im Ducan-Gebiet nicht vertreten.

2.3.3 Aroser Dolomiten ✓

Die intensive Verschuppung der Aroser Dolomiten erschwert eine sichere Aussage über Verbreitung und Ausbildung der Hauptdolomit-Formation. Im Nordostabschnitt zwischen Davos und Erzhorn ist der Hauptdolomit in typischer Ausbildung 800-1300 m mächtig (BAUMGARTNER 1974, BRAUCHLI 1921, LEUPOLD 1919). Nach diesen Autoren treten darin häufig Laminiten, Stromatolithe, Onkolithen, Loferite und intraformationelle Breccien auf. Daneben können Trockenrisse und Pseudomorphosen nach Sulfatmineralien beobachtet werden. Fossilien sind selten: Lebenssspuren, Foraminiferen, Ostracoden und Gastropoden. Im Hauptdolomit der Erzhorn-Kette sind nach BRAUCHLI (1921) ein auffallendes Band dunkler Dolomitschiefer und viele graublaue Kalkbänke eingeschaltet.

Die Hauptdolomit-Formation wird mit meist tektonischem Kontakt überlagert von 20-90 m mächtigem Murtèr-Plattenkalk (BRAUCHLI 1921, GÜBELI 1976). Er besteht aus dünnbankigen blaugrauen bis schwarzen Kalken, einzelnen Dolomitbänken und dünnen Schiefertonlagen. Lumachellen, Onkolithe, Laminiten (zum Teil mit Hohlräumgefüge) und Pseudomorphosen nach einem Sulfatmineral können auftreten. Der Fossilinhalt besteht vor allem aus Gastropoden, Bivalven, Ostracoden und seltenen Echinodermenresten (z.B. Echinidenstacheln, BAUMGARTNER 1974).

Südöstlich des Aroser Rothorns dagegen ist der Hauptdolomit nach BAUMGARTNER (1974) nur noch durch boudinartige, maximal 80 m mächtige, tektonisch begrenzte Vorkommen vertreten. Der massive, stark deformierte Dolomit lässt praktisch keine Sedimentstrukturen mehr erkennen.

2.3.4 Ela-Decke (Taf. 4) ✓

Die Hauptdolomit-Formation der Ela-Decke bestimmt in ihrer typischen und sehr mächtigen Ausbildung vor allem die Bergüner Stöcke. Trotz der diskordanten unteren Begrenzung durch die Überschiebungsfläche erreicht der Hauptdolomit hier eine Mächtigkeit von 800-1000 m (FREI 1925, FURRER 1974). Er ist sehr fossilarm, neben Stromatolithen treten in einzelnen Bänken Foraminiferen, Gastropoden, Megalodonten, Ostracoden und Peloide auf. Intraformationelle Breccien, Laminiten und Loferite sind häufig. Nur selten konnten bisher Teepee-Strukturen und Pisolithen beobachtet werden. Im oberen Teil des Hauptdolomits treten relativ häufig grüne, seltener rote oder schwarze Schiefertone in mm- bis dm-mächtigen Einschaltungen auf, die mit dem sogenannten "Bunten oder karpathischen Keuper" verglichen werden können.

Die Plattenkalk-Formation ist als Uglis-Plattenkalk ausgebildet, der allmählich aus der Hauptdolomit-Formation hervorgeht. Die gut gebankten grauen Kalke und oliven Dolomite enthalten seltene Gastropoden (*Worthenia contabulata*, *"Rissoa" alpina*), unbestimmbare Bivalven und Ostracoden. Charakteristisch sind die gesteinsbildend auftretenden, unvollständig dolomitisierten Peloide, die als weisse Kugelchen aus der dunkleren Kalkmatrix herauswürttern (Fig. 5). In den Bergüner Stöcken ist der Uglis-Plattenkalk 10-20 m mächtig. An seiner Obergrenze treten gelblich anwitternde, intraklastreiche dolomitische Kalke und Mergel auf, in denen sich am Fil da Stidier ein grosser Unterkiefer des Knochenfisches *Birgeria* fand.

Am Piz Toissa ist der Uglis-Plattenkalk gegen 30 m mächtig und enthält häufiger grüne, seltener rötliche Schiefertonlagen sowie einige rötlich gefärbte Kalkbänke mit Echinodermenresten. Darin konnte auch ein isolierter Pflasterzahn des placodonten Reptils *Psephoderma alpinum* MEYER gefunden werden.

In den übrigen Teilen der Ela-Decke ist die Hauptdolomit-Formation meistens in ähnlicher Ausbildung vertreten. Die grossen Mächtigkeitsunterschiede (z.B. östlich der Albula, EUGSTER 1924) dürften wahrscheinlich tektonischer Natur sein. Eine stratigraphisch bedingte unterschiedliche Ausbildung kann jedoch nicht immer ausgeschlossen werden; so zum Beispiel zwischen Piz Zavretta und Piz Üertsch, wo der Hauptdolomit direkt von der Kössen- oder Allgäu-Formation überlagert wird und oberflächlich oft gelb verfärbt ist. Die "kalkig-brecciose Facies des Hauptdolomits", die nach OTT (1925) in der Crap-Ses-Mulde nördlich der Motta Palousa und beim Crap Pisch plötzlich den normalen Hauptdolomit teilweise oder sogar vollständig ersetzt, ist von der Hauptdolomit-Formation abzutrennen und wird als jurassische Megabreccie gedeutet.

2.3.5 Engadiner Dolomiten s.str. (Taf. 5) ✓

Die Engadiner Dolomiten sind das Hauptverbreitungsgebiet der Hauptdolomit-Formation in den oberostalpinen Decken Graubündens. Mit den lokal darin auftretenden mächtigen Kalkeinschaltungen der Pra-Grata-, Quattervals- und Diavel-Formationen nehmen sie aber gleichzeitig eine Sonderstellung ein. Eine eingehendere sedimentologisch-facielle Untersuchung der Hauptdolomit-Gruppe der Engadiner Dolomiten wird zur Zeit durch B. Aemisegger am Geologischen Institut der ETH-Zürich durchgeführt.

2.3.5.1 Quattervals-Einheit ✓

In der Quattervals-Einheit liegt nach SOMM (1965) und SCHNEIDER (1969) über oder in einem unteren, typisch ausgebildeten Teil der Hauptdolomit-Formation, dem Müschauns-Dolomit, die Wechsellagerung von hellgrauen Dolomiten und schwarzen Kalken der 200 bis 500 m mächtigen Pra-Grata-Formation. Sie wird gefolgt von der bis 400 m mächtigen Quattervals-Formation mit ihren dunkelgrauen bis schwarzen, oft rötlich anwitternden Kalken und Mergeln. Typisch ist das häufige Auftreten von

intraformationellen Breccien, Lumachellen, Dolomitierungsscheinungen und Verkieselungen. Fossilien sind nicht selten: Foraminiferen, Ostracoden, Gastropoden, Bivalven und Ganoidfische. Die im oberen Teil auftretenden, 30-50 m mächtigen Crappa-Mala-Mergel bilden einen wichtigen Leithorizont der Engadiner Dolomiten. Die darüberliegende, maximal 180 m mächtige Diavel-Formation zeigt auf ihren dünn- bis dickbankigen Kalken neben Rippelmarken und Trockenrissen auch Dinosaurier-Fährten. Diese seitlich in den normalen Hauptdolomit übergehenden kalkigen Formationen werden überlagert von einem oberen, ca. 50 m mächtigen Teil der Hauptdolomit-Formation, dem Murteret-Dolomit, der gegen oben in den Murtèr-Plattenkalk übergeht.

Die Hauptdolomit-Formation der Quattervals-Einheit besteht vorwiegend aus dickbankigen bis massigen Dolomiten. Häufig sind Laminite, Loferite und intraformationelle Breccien. Stromatolithe, Lebensspuren, Foraminiferen, Ostracoden, Gastropoden und Megalodonten sind nicht selten. Der ungegliederte Hauptdolomit kann nach SOMM (1965) bis 1500 m mächtig sein.

Die Plattenkalk-Formation der Quattervals-Einheit ist in der Ausbildung des Murtèr-Plattenkalks vertreten. SOMM (1965, S. 69/70) gibt eine kurze Beschreibung eines Profils, das im Prinzip mit der Charakterisierung 2.2.4.2 übereinstimmt. Die Mächtigkeit beträgt ca. 120 m. Der Murtèr-Plattenkalk geht gegen oben in die Kössen-Formation über.

2.3.5.2 Terza-Einheit ✓

Die Terza-Einheit der Engadiner Dolomiten zeigt nach SOMM (1965) und SCHNEIDER (1969) im Prinzip die gleiche Abfolge wie das Quattervals-Element. Der untere Teil der Hauptdolomit-Gruppe fehlt jedoch durch Abscherung. Die innerhalb der Hauptdolomit-Formation auftretenden kalkigen Formationen sind nur noch im Südwesten ausgebildet. Gegen Nordosten werden sie nach SOMM (1965) dolomitisiert und gehen in die ungegliederte, bis 350 m mächtige Hauptdolomit-Formation über. Diese wird in der ganzen Einheit von Murtèr-Plattenkalk überlagert, der neben dem Typprofil am Piz Murtèr auch an der Spi da Tantermozza gut aufgeschlossen ist (SOMM 1965, S. 68/69). Dort tritt im Sattel nordwestlich P. 2694 nach eigenen Beobachtungen im oberen Murtèr-Plattenkalk, 10 m unter einer charakteristischen Schicht mit massenhaften "*Rissoa alpina*", eine Kalkbank mit Dinosaurier-Fährten auf, die von schwarzen Schiefertonen und dünnbankigen Kalken mit Zähnen und Panzerteilen des marinen Reptils *Psephoderma alpinum* sowie Zähnen des Knochenfisches *Sargodon tomicus* PLIENINGER gefolgt wird.

2.3.5.3 S-charl-Einheit ✓

Im S-charl-Unter- und Oberbau der Engadiner Dolomiten nordöstlich des Spöls kann die Hauptdolomit-Gruppe vorläufig nur in die Hauptdolomit-Formation und den Murtèr-Plattenkalk gegliedert werden. Der eigentliche Hauptdolomit zeigt sich in seiner typischen Ausbildung und kann bis 1500 m mächtig sein (SPITZ & DYHRENFURTH 1914, HESS 1953, KELLERHALS 1966). Allerdings treten im Südwestabschnitt zwischen Spöl und der Val S-charl noch geringmächtige Einschaltungen von dunklen dünnbankigen Kalken oder Dolomiten auf. Der Murtèr-Plattenkalk ist ebenfalls nur noch in diesem Gebiet ausgebildet oder erhalten geblieben, da im Nordostabschnitt die jurassische Lischana-Breccie diskordant auf der oberflächlich erodierten Hauptdolomit-Formation liegt.

2.3.6 Ortler-Einheit (Taf. 5 & 6)

Die Hauptdolomit-Formation ist nur im Ostteil dieser tektonischen Einheit von der Valle di Fraele bis zum Ortler gut aufgeschlossen. Dieses Gebiet wurde von POZZI (1959), PAREA (1960) und GELATI & ALLASINAZ (1964) eingehend untersucht und lithostratigraphisch gegliedert. Die Hauptdolomit-Formation (= Formazione di Plator-Cristallo POZZI 1959 = Dolomia del Cristallo GELATI & ALLASINAZ 1964) ist hier bis 1600 m mächtig und wird von POZZI (1959, Tab. 3) in einen unteren, mittleren und oberen Teil mit unregelmäßig eingelagerten Kalkserien gegliedert. Im unteren Teil treten in den normalerweise etwa 200 m mächtigen dickbankigen Dolomiten mehrere verschieden mächtige dünnbankige Abfolgen von schwarzen Kalken auf (Strati di Bocca d'Adda, Strati della Val Zebrù). Im mittleren Teil dominieren mittelbankige graue Dolomite und kalkige Dolomite von maximal 900 m Mächtigkeit (Strati del Sasso Rotondo, Strati dell'Ables), die ebenfalls Kalkeinschaltungen enthalten. Lokal kann sogar eine bis 300 m mächtige Abfolge von dünnbankigen schwarzen Kalken und seltenen Dolomiten auftreten (Strati della Thurwieser). Der obere, bis 600 m mächtige Teil, besteht aus grauen dickbankigen Dolomiten mit Einschaltungen von dünnbankigen kalkigen Dolomiten, gelblichen Schiefertonen und intraformationellen Breccien (Strati del Monte delle Scale, Strati del Madaccio). Vereinzelt

können auch hier bis 30 m mächtige Kalklagen ausgebildet sein. GELATI & ALLASINAZ (1964, Fig. 3) stellen die Kalkeinschaltungen als nicht zusammenhängende linsenartige Vorkommen dar, die jedoch immer entweder im unteren oder im mittleren Teil der "Dolomia del Cristallo" (= Hauptdolomit-Formation) auftreten. Eine sichere Korrelation der linsenartig innerhalb der Hauptdolomit-Formation auftretenden Kalkeinschaltungen der Ortler-Einheit mit denjenigen der Quattervals- und Terza-Einheiten ist zur Zeit noch nicht möglich.

Nach POZZI (1959), GELATI & ALLASINAZ (1964) und eigenen Beobachtungen tritt die Plattenkalk-Formation nur im Ostteil der Ortler-Einheit auf. Während zwischen der Engadiner Linie und dem M. Solena die "Dolomia del Cristallo" direkt von typischen herbstlaubfarbenen Schiefertonen, Mergeln und Kalken der Kössen-Formation (Formazione di Fraele p.p.) überlagert wird, gehen deren dickbankige graue Dolomite zwischen M. Solena und Ortler gegen oben in eine etwa 90 m mächtige Abfolge von monotonen dunkelgrauen Kalken und Mergeln über. Sie sind stark verschiefert und werden oben durch die Überschiebung an der Trupchun-Braulio-Linie abgeschnitten. Diese Abfolge wurde von POZZI (1959, Sez. 6) als "Strati del Solena" bezeichnet. Der untere Teil besteht aus 53 m mächtigen, grauen und schwarzen dünnbankigen Kalken mit einzelnen tonigen Zwischenlagen. Gastropoden und Bivalven sind nicht selten (z.B. in einer basalen Bank mit "*Rissoa* " *alpina*). Über einer 2 m mächtigen, bunt anwitternden mergeligen Kalklage folgen 6 m dünnbankige graue Kalke mit Gastropoden, Bivalven und Brachiopoden. Sie werden überlagert von 15 m mächtigen, dünnbankigen grauen Kalken. POZZI zählt diese "Strati del Solena" zu seiner "Formazione di Fraele". Nach der Beschreibung ist aber der untere Teil zum Murtèr-Plattenkalk zu stellen, während der obere Teil mit den bunt anwitternden Mergeln und den Brachiopoden zur Kössen-Formation gehören dürfte. Die weiter im Osten zwischen der Valle di Braulio und Ortler auftretende einförmige Kalk- und Mergelserie von 150 m Mächtigkeit ist ebenfalls zum Murtèr-Plattenkalk zu stellen.

Im Westabschnitt der Ortler-Einheit zwischen der Valle di Fraele und der Engadiner Linie ist der Hauptdolomit (Dolomia del Cristallo) tektonisch stark reduziert oder lokal gar nicht mehr erhalten. Genauere Untersuchungen fehlen. Die Obergrenze zur Kössen-Formation kann recht scharf (Profil F-I, Taf. 5) oder auch in einer mehrere Meter mächtigen Übergangszone mit dunkelgrauen, gelb-oliv anwitternden Dolomiten und Schiefertonen ausgebildet sein (Profil G-I, Taf.6). An der Spi da Chaschauna, 400 m südlich P. 2452.8 besteht diese Übergangszone aus gerin-mächtigem Uglis-Plattenkalk mit blaugrauen Kalken, die reich an dolomitisierten Peloiden sein können. Zwischen der Valle di Livigno und der Engadiner Linie wird der Hauptdolomit jedoch oft diskordant von Megabreccien oder Alpisella-Schichten der jurassischen Allgäu-Formation überlagert, wobei im Hauptdolomit oder im Uglis-Plattenkalk lokal rote Spaltenfüllungen auftreten können.

2.4 Biostratigraphie

Die Hauptdolomit-Formation der oberostalpinen Decken Graubündens lässt sich biostratigraphisch nicht sicher einstufen, dürfte aber grösstenteils norisches Alter haben. Die verschiedentlich auftretenden 2-5 cm grossen Megalodonten können nur selten isoliert werden. Sie gehören zur Formengruppe des norischen *Neomegalodon triqueter* (FRECH).

Die Plattenkalk-Formation konnte bisher ebenfalls nicht eingestuft werden. Die verschiedenen lokalen Ausbildungen haben wohl kaum gleichzeitig eingesetzt. Auch die Obergrenze dürfte heterochron sein. So könnte der Uglis-Plattenkalk der Ela-Decke möglicherweise gleichzeitig mit den tieferen Schichten des Alplihorn-Members der Kössen-Formation entstanden sein, da in dieser Decke die hängenden Schichten des Alplihorn-Members sehr geringmächtig und wenig typisch ausgebildet sind.

2.5 Faciesanalyse

Die Gesteine der Hauptdolomit-Gruppe, speziell der Hauptdolomit-Formation, stellen typische Sedimente des geschlossenen Plattformbereichs dar. Die primäre Fossilarmut, Sedimentstrukturen und die weitgehende frühdiagenetische Dolomitisation weisen auf eine Ablagerung in abgeschlossenen Lagunen und auf weiten Wattflächen hin. Während die lokal nicht seltenen Megalodonten das Subtidal belegen, sind die vielen Stromatolithe typische Bildungen des Intertidals und eventuell des tiefsten Supratidals. Schrumpfungsporen, Hohlraumgefüge, Trockenrisse, Teepee-Strukturen, Caliche-Bildungen mit Pisoiden sowie Landsaurier-Fährten dagegen sind im höchsten Intertidal und im Supratidal entstanden. Der häufige vertikale Facieswechsel deutet auf wiederholte, teils rhythmische, relative Meeresspiegelschwankungen hin.

Eigentliche Lofer-Zyklotheme (FISCHER 1964) sind aber nicht erkennbar. Meist sind nur rhythmische Abfolgen von Faciestypen des Subtidal und Intertidal oder des tieferen und höheren Intertidal erkennbar. Eindeutige Ablagerungen der supratidalen Phase A sind selten. Die relativen Meeresspiegelschwankungen, deren Ursache noch ungeklärt ist und die zu den deutlich ausgeprägten Zyklothem im Dachsteinkalk des offeneren Plattformbereichs geführt haben, wirkten sich offenbar in den Lagunen und Wattflächen der Hauptdolomit-Facies nicht mehr so stark aus (FISCHER 1964, WILSON 1975). MÜLLER-JUNGBLUTH (1970, Abb. 29) stellte für den Hauptdolomit der Klostertaler Alpen in den Nördlichen Kalkalpen ein Facies-Modell auf, das mit gewissen Einschränkungen auch für die oberostalpinen Decken Graubündens gelten kann. Allerdings sind im Untersuchungsgebiet kaum Faunenelemente wie Grünalgen oder Echiniden vertreten, die auf offenere Faciesbereiche des Subtidals hindeuteten würden.

Die teils recht mächtigen mergelreichen Kalkeinschaltungen innerhalb der überwiegend dolomitischen Hauptdolomit-Gruppe (Pra-Grata-, Quatervals- und Diavel-Formationen) stellen Ablagerungen in grossen geschützten Lagunen dar. Diese offenbar nur lokal ausgebildeten flachen Senken hatten lange Zeit Bestand, trockneten nie oder nur ganz selten aus und dienten als Auffangbecken für das feine Tonmaterial. Der Pyrit- und Bitumenreichtum der überwiegend mikritischen, oft fein laminierten Gesteine belegen die eingeschränkte Zirkulation, die offenbar nur kurzzeitig durch Sturmfluten und grössere Wasserspiegelschwankungen unterbrochen wurde. Diese mangelnde Wasserzirkulation könnte durch eine Dichte-Schichtung von salzreicherem, schwererem Tiefenwasser und leichterem, durch periodische Regenfälle zeitweise brackischem Oberflächenwasser bedingt sein. Ähnliche Verhältnisse herrschten auch während der Ablagerung des Plattenkalks, der in mehreren lokalen Lagunen oder Wannen innerhalb der Karbonatplattform entstand. Die individuenreiche Bivalven- und Gastropoden-Fauna, die vereinzelten Echinodermen und Oolithe zeigen aber schon eine verstärkte Zirkulation an. Allerdings bestehen grössere lokale Unterschiede. Während der Plattenkalk s.str. der westlichen Lechtal-Decke mit seiner reichen Fauna im offenen Plattformbereich entstanden sein dürfte, gleicht der Murtèr-Plattenkalk der zentralostalpinen Decken noch stark den tieferen Kalkeinlagerungen der Hauptdolomit-Gruppe. Der geringmächtige und atypische Uglis-Plattenkalk der Ela-Decke entspricht faciell noch sehr der Hauptdolomit-Formation. Die Fossilarmut und die häufigen Dolomiteinschaltungen weisen auf eine Bildung des geschlossenen Plattformbereichs hin. Dabei führten kurzzeitige supratidale Phasen zur frühdiagenetischen Lithifizierung, Aragonit-Lösung und Dolomitierung im vadosem Bereich. Das zeigt sich deutlich in den unvollständig dolomitisierten Pelmikriten und Pelspariten, deren kleine, ursprünglich mikritische Kotpillen meist vollständig oder partiell gelöst wurden (Fig. 5). Dabei wurden die Hohlräume erst mit geopetal angelagertem vadosem Silt und anschliessend durch meist dolomitischen, seltener calcitischen Blockzement ausgefüllt.

Während der Ablagerung der Hauptdolomit-Gruppe lag also das ganze Untersuchungsgebiet im internen, abgeschlossenen Bereich einer grossen Karbonatplattform, die in der späten Trias weite Gebiete der heutigen Süd- und Ostalpen einnahm. Diese Hauptdolomit-Facies wird durch die Dachsteinkalk-Facies des offenen Plattformbereichs und des Plattformrandes mit offenen Lagunen, Karbonatsandbarren und einem lockeren Riffgürtel von der Becken-Facies des Hallstätter Kalks abtrennt (ZANKL 1971, PREY 1980).

Die häufigen bunten Schiefertoneinschaltungen im obersten Teil des Hauptdolomits und im Uglis-Plattenkalk der Ela-Decke zeigen bereits den terrigenen Einfluss der karpatischen Keuper-Facies, der sich auch am Nordrand der Nördlichen Kalkalpen (Allgäu-Decke) und vor allem im Unterostalpin bemerkbar macht.

Da vielerorts die Kössen-Formation ohne erkennbaren Unterbruch direkt aus typischem Hauptdolomit hervorgeht, müssen grosse Gebiete bis zu deren Beginn im Inter- und Supratidalbereich der abgeschlossenen Karbonatplattform gelegen haben. Das zeigt sich deutlich im Ducan-Gebiet der Silvretta-Decke, wo der stratigraphisch reduzierte Hauptdolomit oben durch gelb und rot gefärbte

Dolomite und Schiefertone abgeschlossen wird. Dabei enthält die oberste, von Limonit imprägnierte Dolomitbank Hohlraumgefüge des Stromatactis-Typs. Der brüsk Mächtigkeitsunterschied des Hauptdolomits in dieser Decke lässt sich am besten durch unterschiedliche Subsidenz an einer synsedi mentären Bruchzone und durch die Existenz einer Hochzone oder Insel erklären.

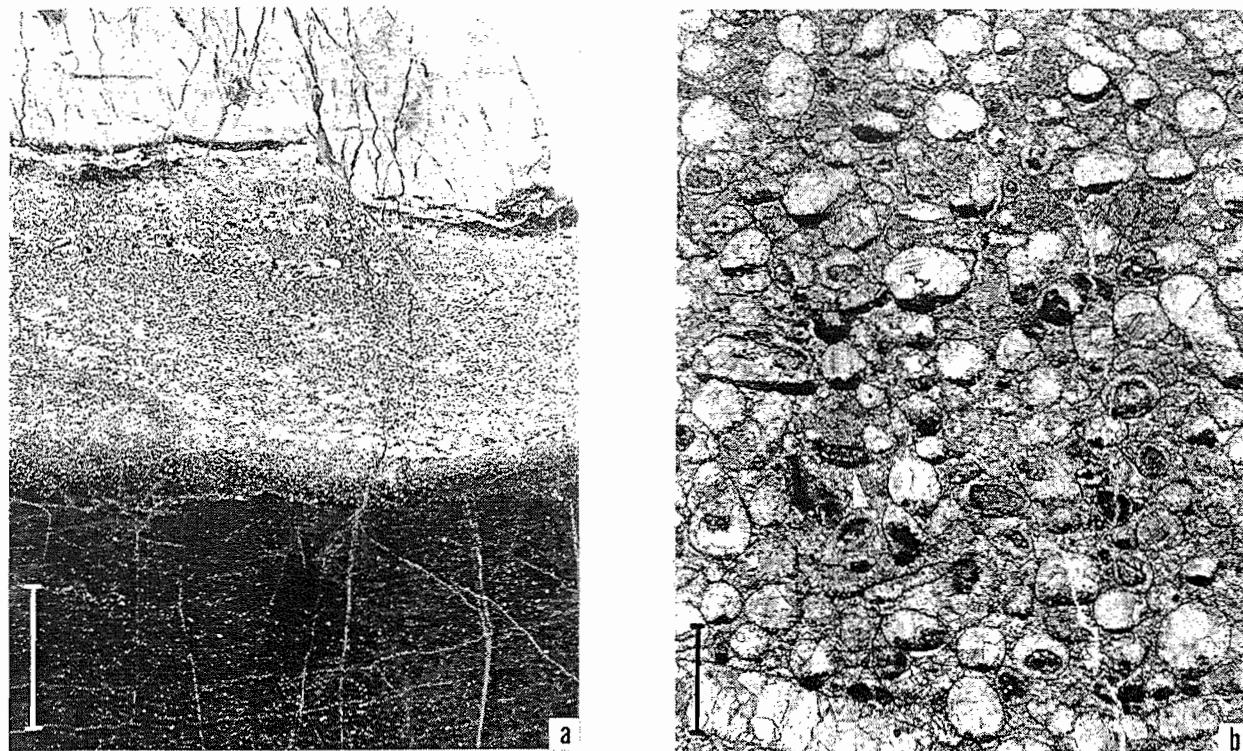


Fig. 5: Unvollständig dolomitierter Pelsparit überlagert von Dolomikrit. a: Pelsparit mit schräggeschichteten, unvollständig dolomitisierten Kotpillen (Bildmitte). Angeätzter Anschliff T 138; dunkel = Kalk, hell = Dolomit. Balkenlänge = 2 cm. b: Geopetal angelagerter vadoser Silt und meist dolomitischer, seltener calcitischer Blockzement als Füllung von partiell oder vollständig gelösten, ursprünglich mikritischen Kotpillen (Pfeil). Dünnschliff T 139. Balkenlänge = 1 mm. Uglix-Plattenkalk, Fil da Stidier (Ela-Decke).

3 Kössen-Formation (Kössener Schichten)

3.1 Begriff, Historisches

Der Begriff "Kössener Schichten" wurde ursprünglich von SUESS (1852) nur für dunkelgraue brachiopodenreiche Wechsellegerungen von Kalken und Mergeln im Profil des Weissloferbachs bei Kössen (Tirol / A) aufgestellt. Er wurde aber bald in einem weiteren Sinne für die dunklen fossilreichen Kalke und Mergel zwischen Hauptdolomit oder Plattenkalk unten und den geschichteten Kalken der Allgäu-Schichten oder den massigen hellgrauen Riffkalken des Oberrähkalks (= Rätolias-Riffkalk) verwendet. Die erste eingehende Studie der Kössener Schichten führten SUESS & MOJSISOVICS (1868) im Kendelbachgraben der Osterhorn-Gruppe (Salzburg / A) durch. Zwei in den dunklen, gut gebankten Kalken und Mergeln auftretende Einschaltungen von dickbankigen bis massigen hellgrauen Kalken wurden von diesen Autoren als "Unterer bzw. Hauptlithodendronkalk" bezeichnet. Entsprechende Kalke können als zungen- oder linsenartige Einschaltungen in verschiedener stratigraphischer Position, aber vorwiegend im mittleren und oberen Teil der Kössener Schichten ausgebildet sein. Stellenweise können solche Riff-oder Plattformkalke aber bis 200 m mächtig werden und den oberen Teil der eigentlichen Kössener Schichten seitlich ersetzen. In solchen Fällen wurden sie als "Oberrähkalk", "Oberräthischer Riffkalk" oder "Dachsteinkalk" von den Kössener Schichten abgetrennt (Diskussion bei FABRICIUS 1959, TOLLMANN 1976). FABRICIUS (1959) schlug eine Umbenennung in "Rätolias-Riffkalk" vor, um den teilweise nachgewiesenen frühlässischen Anteil auch im Namen mitzuberücksichtigen. Dieser Begriff setzte sich jedoch nur teilweise durch, wobei besonders die österreichischen Geologen weiterhin am "Oberrähkalk" festhielten (TOLLMANN 1976, OBERHAUSER 1980).

Die Abgrenzung des "Oberrähkalks" oder "Rätolias-Riffkalks" ist problematisch, da verschiedene derartige Gesteinskörper als zungenartige Ausläufer des Dachstein-Kalks oder als mehr oder weniger isolierte Linsen auftreten, die sich mit den oberen Kössener Schichten verfingern (FABRICIUS 1966, SCHÄFER 1979, SENOWBARI-DARYAN 1980, PILLER 1981). Nach FABRICIUS (1966) wird der "Rätolias-Riffkalk" nicht mehr von Kössener Schichten, sondern direkt von Hierlatz-Kalk, Adnet-Kalk oder Allgäu-Schichten überlagert. Im Gegensatz dazu bezeichnet er die lithologisch praktisch gleich ausgebildeten, zungen- oder linsenartigen Ausläufer als "Kössener Riffkalk" oder "Kössener Korallenkalk", solange sie im Hangenden noch von Kössener Schichten überlagert werden. Dieses Abgrenzungskriterium ist zwar sehr künstlich, erlaubt jedoch meistens eine eindeutige Bezeichnung. SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER (1974) schlugen vor, "den Ausdruck Steinplattekalk anstelle der den internationalen Regeln nicht entsprechenden Bezeichnung "Oberrähkalk" bzw. "Rhätoliaskalk" zu verwenden". Sie unterliessen jedoch eine formelle Definition und die Festlegung eines Typusprofils. Dieses dürfte jedoch dem Namen folgend an der Steinplatte im Tirol liegen, die von OHLEN (1959) und PILLER (1981) beschrieben wurde.

Auch die Kössener Schichten wurden bisher nicht formell definiert und durch ein Typusprofil festgelegt. Leider ist an der namengebenden Lokalität am Weissloferbach bei Kössen im Tirol weder die Unter- noch die Obergrenze aufgeschlossen (URLICH 1973, MOSTLER, SCHEURING & URLICH 1978). Es ist jedoch zur Zeit das bestdokumentierte und fossilreichste Profil und wurde als Referenzprofil für die Rhaet-Stufe vorgeschlagen (WIEDMANN et al. 1979).

Im Arbeitsgebiet wurden entsprechende Schichten zuerst von ESCHER V.D. LINTH (1853) fälschlicherweise als "St. Cassian-Gebilde" bezeichnet. Aber schon THEOBALD (1864) übernahm den Begriff "Kössener Schichten". Die massigen Kalkeinschaltungen wurden zum Teil als "Dachsteinkalk" (THEOBALD 1864, ARNI 1926 in der Schesaplana-Gruppe) oder als "Hauptlithodendronkalk" (EUGSTER 1923 in der Ducan-Gruppe) bezeichnet. Häufig wurde aber auch einfach von "Rhät" in einem lithostratigraphischen Sinne gesprochen. SPITZ & DYHRENFURTH (1914) schieden ein "Rhät in Kössener-, Quattervals- und Fraele-Facies" aus, wobei sich die "Quattervals-Facies" später als mergelreiche Kalkeinschaltungen innerhalb des Hauptdolomits erwiesen (HESS 1953). POZZI (1959) schliesslich führte in der Ortler-Einheit die "Formazione di Fraele" ein.

Da weder Kössener Schichten noch Steinplatte-Kalk in ihrem wichtigsten und klassischen Verbreitungsgebiet der Nördlichen Kalkalpen formell definiert sind, werden für die litho- und biostratigraphisch entsprechenden Gesteine der oberostalpinen Decken Graubündens vier neue lithostratigraphische Einheiten im Range von Membern festgelegt und unter dem gut eingebürgertem Namen Kössener Schichten oder Kössen-Formation zusammengefasst. Die als Ausläufer des Steinplatte-Kalks betrachteten zungen- oder linsenförmigen Plattformkarbonate werden als Zirmenkopf-Kalke vorläufig informell zur Kössen-Formation gestellt.

3.2 Charakterisierung

Die Kössen-Formation in Graubünden besteht im allgemeinen aus einer Wechsellagerung von dunklen Schiefertonen, Mergeln und tonigen, oft fossilreichen Kalken. Daneben treten Einschaltungen von laminierten Siltsteinen, biostromartigen Brachiopoden- und Korallenkalken, Schillkalken, Oolithen, Onkolithen, Megalodonten- und Foraminiferenkalken sowie laminierten kalkigen Dolomiten auf. Charakteristisch ist neben dem Fossilreichtum die häufig zu beobachtende gelbe, braune und rötliche Anwitterungsfarbe ("herbstlaubfarbene Schiefer") der in frischem Zustand meist dunkelgrauen bis schwarzen, pyritführenden Gesteine. Dabei sind speziell die Schichtflächen und Fossilien oft von Pyrit imprägniert, was sich bei der Verwitterung in auffallend rostroten Limonitkrusten äussert.

Der Fossilinhalt besteht neben selteneren Pflanzenresten (Stromatolithe, Onkoide, Kalkalgen, Holz) und einer reichen Spurenfauna vor allem aus vielen Wirbellosen und Wirbeltieren. Es sind dies Foraminiferen, Schwämme, Hydrozoen, Korallen, Brachiopoden, Gastropoden, Bivalven, Ostracoden, Echinodermen, Knorpel- und Knochenfische sowie Reptilien. Cephalopoden sind äusserst selten. Sporen und Pollen waren in den untersuchten Stichproben zu schlecht erhalten und Conodonten wurden bisher nicht gefunden.

Innerhalb der überwiegend mergeligen oder aus gut gebankten Kalken bestehenden Kössen-Formation können mächtige, bank- oder linsenförmige Einschaltungen von hellen massigen Kalken auftreten. Es sind Riff- und Riffschuttkalke oder wenigstens Karbonate des Riff-Komplexes, die als zungenförmige Ausläufer oder Ableger des Steinplatte-Kalks in die Kössen-Formation hineinreichen.

Morphologisch äussert sich die Kössen-Formation meist in schuttreichen zerklüfteten Graten, breiten Bergrücken, Terrassen oder Mulden über dem massigen, meist wand- und stufenbildenden Hauptdolomit. Wegen des grossen Kompetenzunterschiedes zum Hauptdolomit diente vor allem der unterste, ton- und mergelreiche Teil der Kössen-Formation häufig als tektonischer Scherhorizont.

Die Mächtigkeit der Kössen-Formation in den oberostalpinen Decken Graubündens schwankt zwischen 200 und 350 m.

3.3 Abgrenzung

Die Kössen-Formation unterscheidet sich von den liegenden Hauptdolomit- und Plattenkalk-Formationen vor allem durch den viel grösseren Anteil an dunklen Schiefertonen und Mergeln; vom Steinplatte-Kalk und den Schwellen- und Plattformsedimenten des Lias ebenfalls durch grösseren Schieferton- und Mergelanteil, die allgemein dunklere Farbe und die seltener auftretenden dickbankigen bis massigen hellgrauen Kalke; und von der Allgäu-Formation durch die unregelmässige Bankung, die gelben Dolomite und das Fehlen von Verkieselungen und Hornsteinen. Zwischen typisch ausgebildeter Kössen-Formation und den benachbarten Formationen bestehen meistens mehrere Meter mächtige Übergangszonen, so dass die Grenzen oft willkürlich festgelegt werden müssen. Auf die Problematik der Abgrenzung vom Steinplatte-Kalk wurde schon in 3.1 eingegangen.

Untergrenze: a) Siehe 2.1.3 Obergrenze Hauptdolomit-Formation.
b) Siehe 2.2.3 Obergrenze Plattenkalk-Formation.

Obergrenze: a) Siehe 3.4.3.4 Obergrenze Ramoz-Member.
b) Siehe 3.4.4.4 Obergrenze Mitgel-Member.
c) Siehe 3.4.5.4 Obergrenze Zirmenkopf-Kalk.

3.4 Untergliederung

Die Kössen-Formation der oberostalpinen Decken Graubündens wird in vier formelle und eine informelle lithostratigraphische Untereinheiten gegliedert (Fig. 4).

3.4.1 Alplihorn-Member (neu)

3.4.1.1 Begriff, Historisches

Ableitung vom Alplihorn / GR (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1217 Scaletta pass), an dessen Ostgraten dieses Member in typischer und mächtiger, allerdings tektonisch stark gestörter Ausbildung aufgeschlossen ist.

Mit Alplihorn-Member wird eine im unteren Teil der Kössen-Formation durchgehend ausgebildete lithostratigraphische Einheit ausgeschieden, die im Umfang etwa der biofaciellen "Schwäbischen Facies" im Sinne von SUESS & MOJSISOVICS (1868) entspricht. In Graubünden wurde früher teilweise nur dieses Member als Kössener Schichten bezeichnet (EUGSTER 1923).

3.4.1.2 Typusprofil

Alpstein südlich P. 2762 (Südabfall der Schesaplana-Gruppe) / GR (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1156 Schesaplana).

Profil S-I (Taf. 1). Untergrenze: 771.550/213.650/2680; Obergrenze: 771.600/213.725/2740. Tektonische Einheit: Lechtal-Decke (Nördliche Kalkalpen).

3.4.1.3 Charakterisierung

Das Alplihorn-Member besteht im allgemeinen aus einer Wechsellagerung von schwarzen Schiefertonen, dunkelgrauen kalkig-dolomitischen Mergeln und dunkelgrauen, dünn- bis mittelbankigen Kalken, die häufig die charakteristischen oliven, braunen und rötlichen Anwitterungsfarben zeigen. Oolithe sind selten, dagegen treten immer wieder gelb-oliv anwitternde, undeutlich laminierte kalkige Dolomite auf. In den bis mehrere Meter mächtigen Schieferton- und Mergellagen können laminierte, gelb-braune Siltsteine in Linsen- und Flaserschichtung eingelagert sein. Mergel und Kalke führen oft eine individuenreiche, aber artenarme Bivalvenfauna der "Schwäbischen Facies" im Sinne von SUESS & MOJSISOVICS (1868), mit *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK), *Gervillia inflata* (SCHAFHÄUTL), *Laternula precursor* (QUENSTEDT) und *Palaeocardita austriaca* (HAUER). Diese Muscheln können teilweise beidklappig (vereinzelt sogar noch in Lebensstellung), meist aber umgelagert in Einzelklappen erhalten sein. Typisch sind dichtgepackte Schillkalke. Neben den dominierenden Muscheln treten aber auch Foraminiferen, Ostracoden, Gastropoden, Ophiuren und auffallend viele, meist isolierte Wirbeltierreste auf. Es sind hauptsächlich Zähne, Schuppen oder Knochen von Knorpel- und Knochenfischen, Placodontiern und Ichthyosauriern, die vereinzelt in Mergeln und Kalken, oft aber bonebedartig auf den Schichtflächen der Schillkalke gefunden werden. Die Kalke und Mergel zeigen eine reiche Spurenfauna mit diversen Wohn- und Fressbauten.

Die wenig verwitterungsbeständigen Schichten des Alplihorn-Members äußern sich morphologisch in schuttreichen Mulden, Terrassen oder breiten Graten. Die Mächtigkeit im Typusprofil beträgt ca. 120 m.

3.4.1.4 Abgrenzung

Das Alplihorn-Member unterscheidet sich von den liegenden Hauptdolomit- und Plattenkalk-Formationen durch seine überwiegend tonig-mergelige Ausbildung. Auch die anderen Member der Kössen-Formation sind karbonatreicher ausgebildet. Vom Schesaplana-Member unterscheidet es sich im besonderen durch das Fehlen von gebankten biostromartigen Korallen- und Brachiopodenkalken; vom Ramoz-Member durch die charakteristischen schwarzen, bunt anwitternden Schiefertone und das seltene Auftreten von dickbankigen bis massigen Kalken. Die Grenzen sind selten scharf ausgebildet; meist bestehen mehrere Meter mächtige Übergangsbereiche.

Untergrenze: a) Siehe 2.1.3 Obergrenze Hauptdolomit-Formation.
b) Siehe 2.2.3 Obergrenze Plattenkalk-Formation.

Obergrenze: a) Unter den ersten gebankten Korallen- und Brachiopodenkalken des Schesaplana-Members.
b) Unter der ersten mehrere Meter mächtigen Abfolge von dickbankigen bis massigen Kalken des Ramoz-Members, die über der obersten, metermächtigen herbstlaubfarbenen Schiefertonlage auftritt.
c) Unter den massigen hellgrauen Kalken des Zirmenkopf-Kalks.

3.4.2 Schesaplana-Member (neu)

3.4.2.1 Begriff, Historisches

Ableitung von der Schesaplana, P. 2964.3, an der Grenze Graubünden / Vorarlberg (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1156 Schesaplana), wo dieses Member in den Steilwänden der West- und Ostseite prachtvoll aufgeschlossen ist.

Mit Schesaplana-Member wird eine im mittleren Teil der Kössen-Formation ausgebildete, überwiegend kalkige lithostratigraphische Einheit ausgeschieden, die etwa der biofaciellen "Karpathischen Facies" und den "Lithodendronkalken" von SUESS & MOJSISOVICS (1868) entspricht. Die in dieser Einheit dominierenden Korallenkalke wurden von FABRICIUS (1966) als "Kössener Korallenkalke oder Kössener Riffkalke" bezeichnet. Die durch ihren Korallen- und Brachiopodenreichtum leicht kenntlichen Schichten wurden in den oberostalpinen Decken meist als "Kössener Schichten" bezeichnet. Einzig EUGSTER (1923) nannte sie "Hauptlithodendronkalk", schloss aber auch noch die in dieser Arbeit als Zirmenkopf-Kalk bezeichneten Schichten mit ein.

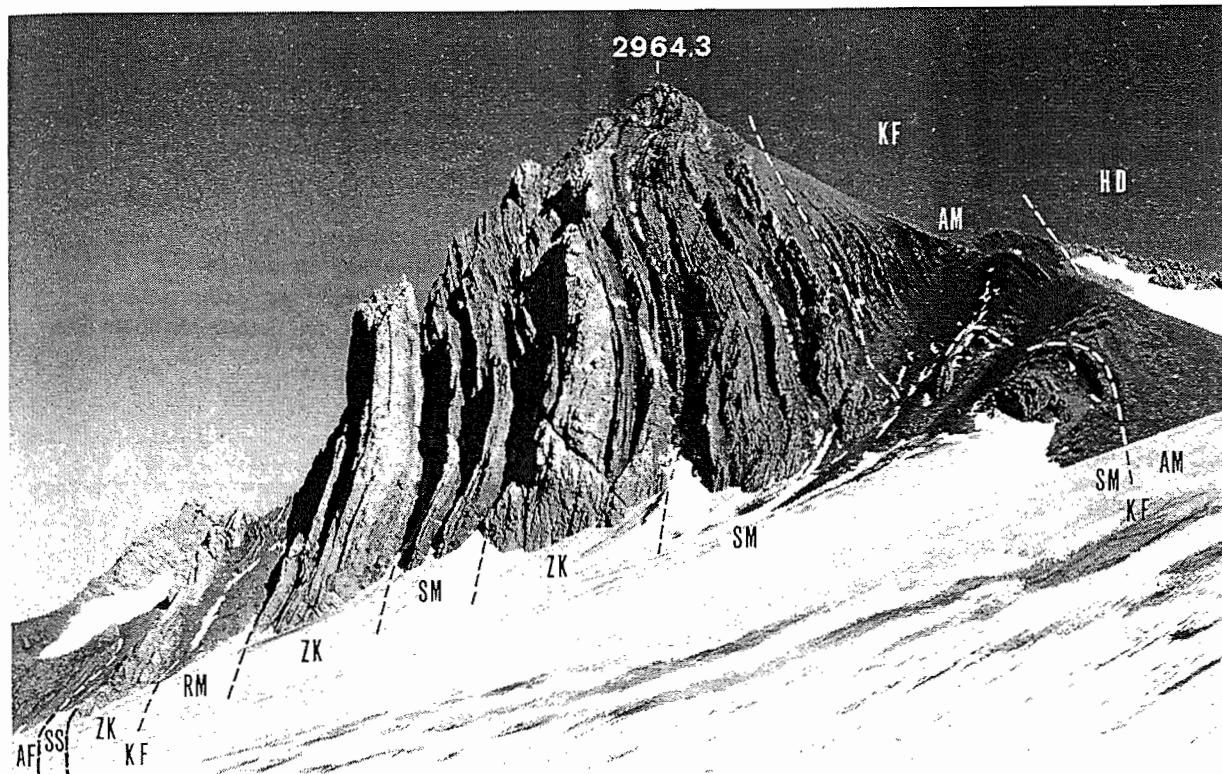


Fig. 6: Trias-Jura-Grenzschichten in der Schesaplana-Westwand (Lechtal-Decke, Profil S-I, Taf. 1). HD = Hauptdolomit-Formation; KF = Kössen-Formation; AM = Alplihom-Member, SM = Schesaplana-Member, ZK = Zirmenkopf-Kalk, RM = Ramoz-Member; SS = Schattwald-Schichten; AF = Allgäu-Formation.

3.4.2.2 Typusprofil

Schesaplana-Westwand, Vorarlberg / A (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1156 Schesaplana; Fig. 6). Profil S-I (Taf. 1). Untergrenze: 772.120/213.850/2800, Obergrenze: 772.200/214.175/2660. Tektonische Einheit: Lechtal-Decke (Nördliche Kalkalpen).

3.4.2.2 Charakterisierung

Das Schesaplana-Member besteht im allgemeinen aus dunkelgrauen, mittel- bis dickbankigen Brachiopoden- und Korallenkalken, die häufig von dunklen, teilweise siltführenden Schiefertonen und Mergeln unterbrochen werden. Daneben können dunkelgraue Oolithe und Onkolithen, Megalodonten- und Foraminiferenkalke sowie gelb anwitternde kalkige Dolomite mit Stromatolithen und Hohlraumgefügen auftreten. Die im unteren Teil noch mehrere Meter mächtigen Schieferton- und Mergellagen treten gegen oben zugunsten der Kalke und Dolomite zurück. Vereinzelt können zyklenartige Abfolgen erkannt werden (siehe 3.7).

Die biostromartigen Brachiopoden- und Korallenkalke entsprechen ungefähr der "Karpathischen Facies" von SUESS & MOJSISOVICS (1868) und werden meist dominiert durch Brachiopoden (u.a. *Rhaetina gregaria* [SUESS]) und koloniebildende Korallen, wobei neben der charakteristischen, buschförmig verzweigten "*Thecosmilia*" *clathrata* (EMMRICH) "Typ A" ZANKL 1969, auch knollige und massivplattige Arten (*Astraemorpha crassisepta* REUSS, *Thamnasteria rectilamellosa* WINKLER) auftreten. Untergeordnet vertreten sind Kalkalgen, Foraminiferen, Kalkschwämme (Inozoen und Sphinctozoen), Hydrozoen, Einzelkorallen, Gastropoden, Bivalven (u.a. Megalodonten: *Conchodus infraliasicus* STOPPANI), Criniden, Echiniden sowie Reste von Knorpel- und Knochenfischen und marinen Reptilien (Ichthyosaurier, Placodontier). Die Korallen sind häufig angebohrt und von Serpuliden und Bivalven (vor allem *Atreta intusstriata* [EMMRICH]) bewachsen. Verschiedentlich können Neubildungen von Cölestinkristallen in Hohlräumen und Matrix beobachtet werden. Ursprünglich aragonitische Organmenteile sind teilweise nur noch als Hohlformen überliefert oder durch Calcit ersetzt.

Die gut gebankten Kalke des Schesaplana-Members äussern sich morphologisch meist in mehreren Härterippen. Die Mächtigkeit variiert zwischen 25 und 90 m.

3.4.2.4 Abgrenzung

Das Schesaplana-Member unterscheidet sich von den übrigen Membern der Kössen-Formation durch die häufig auftretenden, biostromartig gebankten Korallen- und Brachiopodenkalke. Wegen der oft linsenartigen Ausbildung der Brachiopoden- und Korallenkalke sind Verfingerungen und Wechsellagerungen im Grenzbereich die Regel. Während die Untergrenze meist eindeutig festlegbar ist, sind die seitliche und die obere Grenze sehr schwierig zu fassen.

Untergrenze: Siehe 3.4.1.4 Obergrenze Alplihorn-Member.

Obergrenze: a) Über den obersten Korallen- oder Brachiopodenkalken, die von mehr als metermächtigen oliven Mergeln und dickbankigen bis massigen hellgrauen Kalken des Ramoz-Members überlagert werden.
b) Unter den massigen Kalken des Zirmenkopf-Kalks.

3.4.3 Ramoz-Member (neu)

3.4.3.1 Begriff, Historisches

Ableitung von der Alp Ramoz, dem Talkessel 2 km südöstlich des Aroser Rothorns / GR (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1216 Filisur), in deren oberstem Teil dieses Member charakteristisch und fossilreich ausgebildet ist.

Mit Ramoz-Member wird eine im oberen Teil der Kössen-Formation auftretende lithostratigraphische Einheit bezeichnet, die lithologisch dem Alplihorn-Member recht ähnlich sieht, zusätzlich aber noch typische Gesteine des Schesaplana-Members (gebankte dunkle Korallenkalke) und des Zirmenkopf-Kalks (dickbankige bis massige hellgraue Kalke) einschliesst.

Die entsprechenden Schichten wurden in Graubünden meist als "Kössener Schichten" bezeichnet. Im Ducan-Gebiet verwendete EUGSTER (1923) dafür den Begriff "Oberräthische Kalke", während sie in der Ortler-Einheit von SPITZ & DYHRENFURTH (1914) zum "Rhät in Fraele-Facies" und später von POZZI (1959) zur "Formazione di Fraele" gezählt wurden.

3.4.3.2 Typusprofil

Felsgrat bei P. 2751 zwischen Aroser Rothorn und Pizza Naira / GR (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1216 Filisur).

Profil R-V (Taf. 3). Untergrenze: 766.275/178.110/2760, Obergrenze: 766.400/177.950/2730.

Tektonische Einheit: Aroser Dolomiten (Zentralostalpin).

Das Profil ist im untersten und obersten Teil tektonisch gestört.

3.4.3.3 Charakterisierung

Das Ramoz-Member besteht aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen bis oliven Mergeln und dunkelgrauen, dünn- bis mittelbankigen Kalken, die wiederholt von mehreren Metern mächtigen Einschaltungen von dickbankigen bis massigen hellgrauen Kalken unterbrochen werden. Daneben können braune Siltsteine, Korallenkalke, Oolithe und gelb anwitternde kalkige Dolomite auftreten.

Fossilien sind im unteren Teil recht häufig, werden aber gegen oben immer seltener. Es sind vor allem Foraminiferen (u.a. *Triasina hantkeni* MAJZON), Sphinctozoen, Korallen, Gastropoden, Bivalven, Crinoiden, Echiniden, Ophiuren, isolierte Wirbeltierreste sowie Kotpillen (*Bactrylum* sp.) und diverse Wohn- und Fressbauten.

An der Typuslokalität beträgt die Mächtigkeit etwa 100 m. Morphologisch äußert sich das Ramoz-Member in schuttreichen, durch die massigen Kalke abgestuften Terrassen und breiten Berggraten.

3.4.3.4 Abgrenzung

Die uneinheitliche lithologische Zusammensetzung des Ramoz-Members erschwert eine klare Abgrenzung von den übrigen Membern der Kössen-Formation. Vom ähnlich ausgebildeten Alplihorn-Member unterscheidet es sich nur durch die fehlenden oder selten auftretenden herbstlaubfarbenen Schiefertone und die häufigeren, dickbankigen bis massigen Kalke. Trotzdem scheint eine Ausscheidung aufgrund der stratigraphischen Stellung gerechtfertigt, da die beiden Member meist durch das besser kenntliche Schesaplana-Member oder durch Zirmenkopf-Kalk getrennt werden. Das Ramoz-Member unterscheidet sich vom Schesaplana-Member durch das Fehlen oder nur seltene Auftreten von gebankten Korallen- und Brachiopodenkalken, vom Mitgel-Member und Zirmenkopf-Kalk durch die häufigen und mächtigen Mergellagen.

Untergrenze: a) Siehe 3.4.1.4 Obergrenze Alplihorn-Member
b) Siehe 3.4.2.4 Obergrenze Schesaplana-Member
c) Siehe 3.4.5.4 Obergrenze Zirmenkopf-Kalk

Obergrenze: a) Unter den ersten bunten Schiefertonen und Siltsteinen der Schattwald-Schichten.
b) Über der obersten Mergellage, die unter dickbankigen bis massigen Kalken des Mitgel-Members oder des Zirmenkopf-Kalks auftritt.

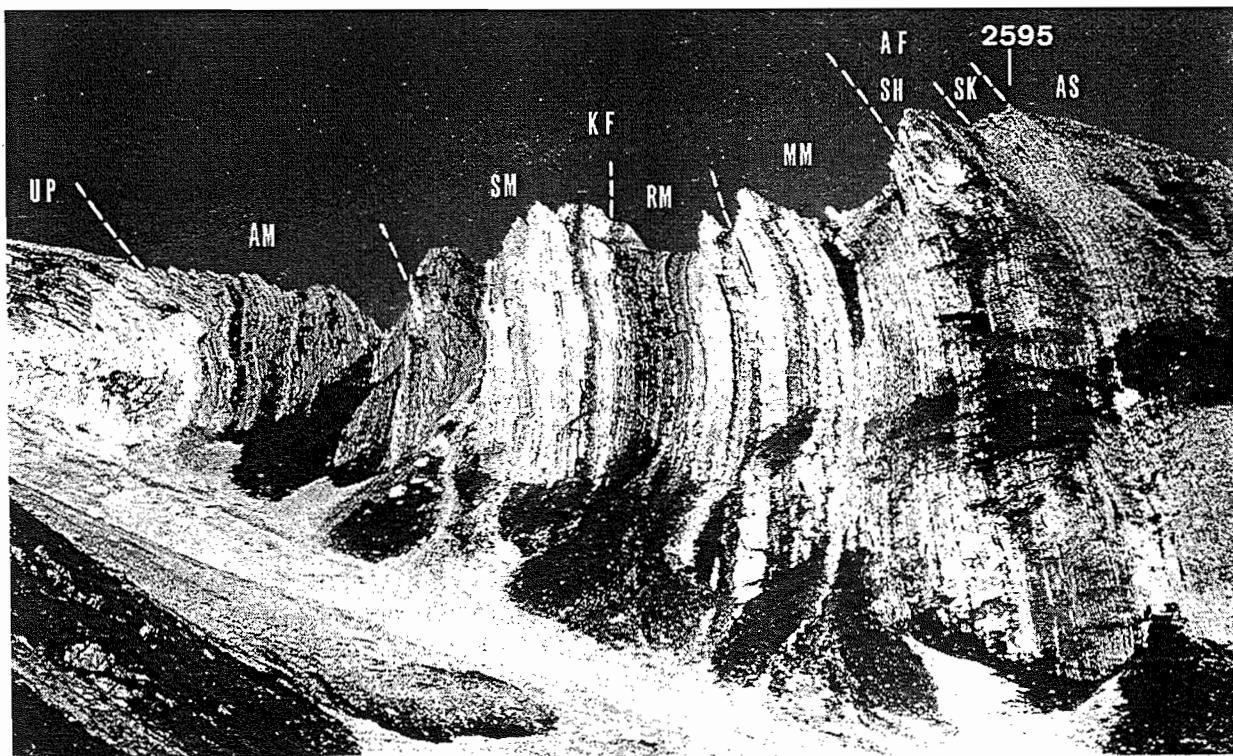


Fig. 7: Trias-Jura-Grenzschichten am Fil da Stidier, Ostseite (Ela-Decke, Profil T-I, Taf.4). UP = Uglix-Plattenkalk; KF = Kössen-Formation; AM = Alplihorn-Member, SM = Schesaplana-Member, RM = Ramoz-Member, MM = Mitgel-Member; AF = Allgäu-Formation; SH = Stidier-Hornsteinkalk, SK = Spadlatscha-Kalk, AS = Allgäu-Schichten s.str.

3.4.4 Mitgel-Member (neu)

3.4.4.1 Begriff, Historisches

Ableitung vom Piz Mitgel / GR, (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1236 Savognin). Die entsprechenden Schichten wurden in den älteren Arbeiten seit THEOBALD (1864) zu den "Kössener Schichten" gezählt.

3.4.4.2 Typusprofil

Fil da Stidier (NE-Grat des Corn da Tinizong) / GR (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1236 Savognin; Fig. 7) Profil T-I (Taf. 4). Untergrenze: 771.925/165.760/2390, Obergrenze: 771.950/165.810/ 2380. Tektonische Einheit: Ela-Decke (Zentralostalpin).

3.4.4.3 Charakterisierung

Das Mitgel-Member besteht aus mittelbankigen bis massigen hellgrauen Kalken und gelben kalkigen Dolomiten, Wechsellagerungen von dünnbankigen Kalken und Mergeln sowie geringmächtigen Einschaltungen von teilweise siltführenden, dunkelgrauen und oliven Mergeln. Die im unteren Teil überwiegenden dickbankigen bis massigen Kalke und Dolomite sind arm an Fossilien. Die darüberliegenden, dünn- bis mittelbankigen Kalke und Kalk-Mergel-Wechsellagerungen hingegen enthalten Korallen, Brachiopoden, Bivalven, Gastropoden, Echiniden und seltene Wirbeltierreste. Vereinzelt treten mittelbankige Oolithe auf. Im oberen Teil sind laminierte, zum Teil stromatolithische kalkige Dolomite mit Hohlraumgefüge recht häufig.

Die Mächtigkeit beträgt im Typusprofil 50 m. Morphologisch bildet das Mitgel-Member meist eine Härtterippe.

3.4.4.4 Abgrenzung

Das Mitgel-Member unterscheidet sich von den übrigen Membern der Kössen-Formation durch die überwiegenden Kalke und Dolomite und das Zurücktreten der Mergellagen. Im Gegensatz zum Schesaplana-Member enthält es nur noch selten Korallen- und Brachiopodenkalke. Von den Zirmenkopf-Kalken lässt es sich durch die Kalk-Mergel-Wechsellagerungen, die häufigeren Mergeleinschaltungen und das Fehlen von Korallen- und Megalodontenkalken abgrenzen.

Untergrenze: Siehe 3.4.3.4 Obergrenze Ramoz-Member.

Obergrenze: Über den mittel- bis dickbankigen grauen Kalken und gelben kalkigen Dolomiten, die
 a) unter dem massigen grauen Culmet-Kalk;
 b) unter der Wechsellagerung von dunkelgrauen kieseligen Kalken und Mergeln der Alpisella-Schichten;
 c) unter den rötlichen Spatkalken und braunen Hornsteinkalken des Stidier-Hornsteinkalks auftreten.

3.4.5 Zirmenkopf-Kalk (neu, informell)

3.4.5.1 Begriff, Historisches

Ableitung vom Kleinen Zirmenkopf, P. 2728, Vorarlberg (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1156 Schesaplana), der aus steilgestellten, massigen Kalken dieser Einheit aufgebaut ist.

Wie schon in 3.1 ausgeführt, wurden zungen- oder linsenartige Einschaltungen von massigen hellgrauen Kalken innerhalb der Kössen-Formation früher als "Lithodendronkalk", "Kössener Riffkalk" oder "Kössener Korallenkalk" bezeichnet. In der westlichsten Lechtal-Decke verwendete THEOBALD (1864) und ARNI (1926) den Begriff "Dachstein-Kalk". In der Geologischen Karte des Rätikon (HEISSEL et al. 1965) wurden sie teils als "Grössere Korallenbänke, Korallenkalk" ausgeschieden, oder aber auch zum "Oberrätischen Riffkalk" gezählt. Im Ducan-Gebiet der Silvretta-Decke nahm EUGSTER (1923) den Begriff "Hauptlithodendronkalk" auf.

3.4.5.2 Typusprofil

Schesaplana-Westwand, Vorarlberg (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1156 Schesaplana; Fig. 6). Profil S-I (Taf. 1). Untergrenze: 772.100/213.940/2720, Obergrenze: 772.200/214.175/2660. Tektonische Einheit: Lechtal-Decke (Nördliche Kalkalpen). Der Zirmenkopf-Kalk besteht hier aus drei linsen- oder zungenförmigen Kalkkörpern, die aus dem Schesaplana-Member hervorgehen und von zwei mergelreichen Einschaltungen des Ramoz-Members unterteilt werden.

3.4.5.3 Charakterisierung

Der Zirmenkopf-Kalk besteht aus mittel- bis hellgrauen, dickbankigen bis massigen Kalken des Riff- oder Plattformbereichs. In den eigentlichen Riffkalken, mit in Lebensstellung erhaltenen Riffbildern (Korallenstücke, Einzelkorallen, Kalkschwämme [Inozoen und Sphinctozoen], Hydrozoen und Kalkalgen [Solenoporen]), erkennt man eine reiche Begleitfauna mit Brachiopoden, epibiontischen Bivalven, Gastropoden und Echiniden. Häufiger sind jedoch gebankte bis massive Riffschuttkalke aus zerbrochenen Riffbildern und deren Begleitfauna, die vielfach onkolithisch umkrustet sind. Daneben treten aber auch reine Onkolithe, massive Megalodontenkalke mit *Conchodus infraliasicus* STOPPANI, Pillen- und Foraminiferenkalke (u.a. *Triasina hantkeni* MAJZON) sowie seltene gelbe, stromatolithische Dolomite auf. Die Bankung wird durch dünne, dunkelgraue bis olive Tonhäute oder Mergellagen markiert.

Bei Überlagerung durch Schattwald-Schichten, Adnet- oder Hierlitz-Kalk ist der oberste Teil des Zirmenkopf-Kalks meist von unregelmässigen Spalten verschiedener Größenordnung durchbrochen. Diese Spalten sind mit eckigen Komponenten des Muttergestein und/oder roten bis gelben, oft laminierten tonigen Kalken gefüllt. Ursprüngliche Resthohlräume mit Sparitfüllung zeigen oft Geopetalgefüge. Verschiedentlich kann eine mehrphasige Füllung oder mehrmaliges Aufreissen nachgewiesen werden.

Der hellgrau anwitternde, massive Zirmenkopf-Kalk bedingt morphologisch sehr markante Härterippen, Felspfeiler oder Steilwände.

3.4.5.4 Abgrenzung

Der Zirmenkopf-Kalk unterscheidet sich von den vier Membern der Kössen-Formation, von den Schattwald-Schichten und der Allgäu-Formation durch ihren einheitlichen Aufbau aus mittel- bis hellgrauen, dickbankigen bis massigen Kalken und das Fehlen von mehr als dezimetermächtigen Schieferton- und Mergellagen. Von den massigen Plattformkarbonaten des Lias (Culmet-Kalk, Lorüns-Oolith, Adnet- und Hierlitz-Kalke) lassen sie sich durch den Fossilreichtum (vor allem koloniebildende Korallen und Megalodonten) abgrenzen.

Untergrenze: a) Siehe 3.4.1.4 Obergrenze Alplihorn-Member.
b) Siehe 3.4.2.4 Obergrenze Schesaplana-Member.

Obergrenze: Über den obersten, dickbankigen bis massigen Kalken, die
a) unter der Kalk-Mergel-Wechsellagerung des Ramoz-Members;
b) unter den bunten Schiefertonen und Siltsteinen der Schattwald-Schichten;
c) unter den roten Kalken, Kondensationshorizonten und Breccien des Adnet-Kalks auftreten.

3.5 Regionale Ausbildung

3.5.1 Lechtal-Decke (Taf. 1)

Die Verbreitung der Kössen-Formation am Westende der Lechtal-Decke ist aus der Geologischen Karte des Rätikon (HEISSEL et al. 1965) ersichtlich. Allerdings werden dort im Sinne von FABRICIUS (1959) alle mergeligen Serien als "Kössener Schichten", die darin eingeschlossenen "Grösseren Kalkbänke und Korallenkalke" speziell ausgeschieden, und nur die nicht mehr von "Kössener Schichten" überlagerten Kalke als "Oberrhätischer Riffkalk" bezeichnet. In dieser Arbeit werden die meisten dieser "Korallenkalke" sowie der "Oberrhätische Riffkalk" unter dem Begriff Zirmenkopf-Kalk als informelle Untereinheit zur Kössen-Formation gestellt, oder wie die Schattwald-Schichten und der Lorüns-Oolith als selbständige Einheiten abgetrennt.

In der Schesaplana-Gruppe ist die Kössen-Formation gut aufgeschlossen (Fig. 6). Allerdings treten im unteren Teil immer kleinere tektonische Störungen auf. Die mit Einschluss des Zirmenkopf-Kalks etwa 350 m mächtige Kössen-Formation lässt sich in ein ca. 120 m mächtiges Alplihorn-Member, ein 50 m mächtiges Schesaplana-Member und 150-200 m Zirmenkopf-Kalk gliedern, der zwei etwa 10-20 m mächtige Einschaltungen des Ramoz-Members enthält. PUGIN (1964) gibt eine max. Mächtigkeit der "Kössener Schichten" von 600 m an, wobei er den "Oberrhätikalk" von 0-100 m Mächtigkeit nicht einschliesst. Dabei wurden jedoch offensichtlich die mehrfachen tektonischen Repetitionen im unteren Teil sowie die Synkinalstruktur am Nordgrat der Schesaplana nicht berücksichtigt. Der gleiche Autor gibt auch eine Liste der damals aus dem Rätikon bekannten Fossilien.

Das Alplihorn-Member ist vor allem auf der Südseite der Schesaplana bis hinunter in den Steilabfall des Alpsteins prachtvoll aufgeschlossen. Auffallend ist die Regelmässigkeit der Kalk-Mergel-Wechsllagerung, deren einzelne Bänke über hunderte von Metern verfolgt werden können. Das Alplihorn-Member liegt mit einer ca. 10 m mächtigen Übergangszone über dem Hauptdolomit oder dem Plattenkalk und zeigt sich in seiner typischen lithologischen Ausbildung. Im mittleren Teil tritt eine auffallend massive, hellgraue Kalkbank von 6 m Mächtigkeit auf. Fossilien sind sehr häufig. Vor allem die grossen Schutthalden haben viele schöne Funde geliefert. Neben der reichen Bivalvenfauna der "Schwäbischen Facies" fanden sich auffallend viele isolierte Wirbeltierreste in den Mergeln (u.a. Knochen und Zähne von Ichthyosauriern mit Rumpfwirbeln von ca. 18 cm Höhe, Fig. 14), und vor allem bonebedartig in Schillkalken. Etwa 40 m über der Basis konnte ein leider unbestimmbares Fragment eines involuten Ammoniten gefunden werden.

Das Schesaplana-Member beginnt mit mehreren Meter mächtigen, mittel- bis dickbankigen Korallenkalken, die grossflächig, aber doch linsenförmig in typischen Gesteinen des Alplihorn-Members eingelagert sind. Die Untergrenze wird mit einer charakteristischen, sehr fossilreichen Korallenkalkbank von 25-60 cm Mächtigkeit gezogen, die als Leitbank im ganzen Gebiet verfolgt werden kann. In einer tonig-mikritischen Kalkmatrix eingebettet liegen viele Korallen, Hydrozoen, Sphinctozoen, Brachiopoden, epibiontische Muscheln, Criniden und Echiniden. Während im unteren Teil des Schesaplana-Members die Korallenkalke noch von mehreren, 10-20 m mächtigen, teils siltführenden Mergel-einschaltungen unterbrochen werden, treten letztere etwa 50 m über der Untergrenze stark zurück. Die nun nur noch durch dünne Mergelfugen unterteilten dunkelgrauen Korallenkalke leiten in die massigen Riffkalke des Zirmenkopf-Kalks über. Sie bestehen aus mehreren, etwa 10-30 m mächtigen, zungen- oder linsenförmigen Körpern, die seitlich in gebankte Korallen- und Brachiopodenkalke des Schesaplana-Members übergehen und gegen oben durch mergelreiche Einschaltungen des Ramoz-Members unterbrochen werden. Der Zirmenkopf-Kalk zeigt die Faciestypen eines Riff-Komplexes mit Riffschutt-, Korallen-, Schwamm- und Brachiopodenkalke, Onkolithen, Algen-Foraminiferen- und Megalodontenkalken sowie stromatolithischen Dolomiten. In gelb anwitternden kalkigen Dolomiten finden sich Trockenrisse sowie scharf abgegrenzte, 1-2 cm breite diskusförmige Einschlüsse, die als Pseudomorphosen nach Gipskristallen gedeutet werden. Sie sind meist geopetal im unteren Teil mit Sediment, im oberen Teil mit Sparit gefüllt. Oft treten sogar typische Zwillingsformen auf.

An der Obergrenze der Kössen-Formation tritt im ganzen Gebiet nochmals Zirmenkopf-Kalk auf. Während am Kleinen Zirmenkopf mittelbankige Korallenkalke von oliven Mergeln, grauen Kalken und braunen Siltsteinen der Schattwald-Schichten überlagert werden, liegen am Schesaplana-Nordgrat bei P. 2747 basal rote und grüne Schiefertone sowie olive Mergel, braune Siltsteine und dunkelgraue Kalke über scharf abgeschnittenem Zirmenkopf-Kalk. Dieser wird durch mehrere Meter tiefe, zentimeterbreite Spalten und unregelmässig begrenzte Hohlräume durchbrochen, die teilweise randlich mit einem palisadenartigen Calcitsaum ausgekleidet, oft aber direkt von gelbem oder rötlichem tonigem Kalk gefüllt sind. (Fig. 52). Die breiteren Spalten sind teilweise mit eckigen Komponenten aus Zirmenkopf-Kalk oder Schattwald-Schichten gefüllt (Fig. 54).

An den Schafköpfen wird der Zirmenkopf-Kalk teils ebenfalls von Schattwald-Schichten, bei P. 2783 aber direkt von Adnet-Kalk abgedeckt. Dort ist der massive Zirmenkopf-Kalk reich an Megalodonten, Korallen und Kalkalgen (Solenoporen) und wird oberflächlich von 15 m tiefen und mehreren Meter breiten Spalten durchbrochen, die mit roter toniger Kalkmatrix und eckigen Komponenten von Zirmenkopf-Kalk gefüllt sind. Diese Spaltenfüllungen und Breccien mit teils grossen, deutlich gekippten Megablöcken oder Schichtpaketen aus fossilreichem Zirmenkopf-Kalk werden bereits zum hangenden Adnet-Kalk gezählt.

Am Panüeler Kopf, am Leiberweg, in der Nordwestwand des Wildbergs und am Mottakopf sind die Schichten zwischen Hauptdolomit / Plattenkalk und Allgäu-Formation stark ausgedünnt und deformiert. Die komplizierten tektonischen Verhältnisse erlauben keine sichere Aussage. Im Prinzip scheint aber eine Abfolge von Hauptdolomit / Plattenkalk / Alplihorn-Member / Schesaplana-Member / Zirmenkopf-Kalk mit Spaltenfüllungen und Adnet-Kalk vorzuliegen.

Weiter im Osten der Lechtal-Decke wurde die Ausbildung und Verbreitung der Kössen-Formation nicht mehr systematisch untersucht. Eine kurze Begehung im Saroltatal zeigte eine vergleichbare Abfolge wie an den Schafköpfen. Im Vergleichsprofil V-I des Steinbruchs Lorüns ist nur der oberste Teil der Kössen-Formation sichtbar (BERTLE et al. 1979). Die darunter liegenden Teile sind am bewaldeten Grat gegen den Davennakopf hin nur noch schlecht aufgeschlossen. Der Felskopf bei P. 844 besteht aus steil gegen Nordwesten einfallendem Hauptdolomit. Im Sattel der Zalum verbergen sich die mergelreichen Schichten des Alplihorn-Members. Sie sind nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. An einem Weg am rechten Ufer der Ill sind ca. 300 m östlich der Eisenbahnbrücke 20 m der typischen Kalk-Mergel-Wechsllagerung des Alplihorn-Members angeschnitten. Auf der Zalum ist ebenfalls in einem Weganriss, ca. 250 m nordwestlich P. 844, die Untergrenze des Schesaplana-Members aufgeschlossen. Wie in der Schesaplana-Gruppe tritt auch hier eine Leitbank aus ca. 60 cm mächtigem, fossilreichem Korallenkalk mit buschförmigen Thecosmilien und Sphinctozoen auf. Der Felskopf östlich der Zalum besteht aus dickbankigen bis massigen Kalken des Zirmenkopf-Kalks mit Korallen und Megalodonten.

Das Profil V-I im Steinbruch Lorüns selbst beginnt im aufgelassenen Teil der Südwestecke mit gelben dolomitischen Kalken und einer mergelreichen Einschaltung des Ramoz-Members mit dunklen siltführenden Schiefertonen, Mergeln und fossilreichen Kalken (u.a. Brachiopoden, Echiniden). Mergel und Kalke sind verschiedentlich grün oder rot gefärbt. Eine dünne Schillbank zeigt auf ihrer Unterseite die Ausfüllung von polygonalen Trockenrissen im unterliegenden laminierten Mergel (Fig. 41). Über dieser mergelreichen Einschaltung folgen mittel- bis dickbankige Korallen- und Brachiopodenkalke sowie massive Megalodonten- und Foraminiferenkalke (u.a. Triasinen, Trocholinen), die aber immer wieder von meist rot gefärbten Mergeln unterbrochen werden. Sie werden überlagert von einem ca. 10 m mächtigen Zirmenkopf-Kalk aus mittelgrauen Kalken, deren Bankung durch höckerige Schichtflächen mit dünnen grünen oder roten Mergellagen bestimmt wird. Im mittleren Teil treten häufig unregelmässige, meist NW-SE bis N-S verlaufende Spalten und Hohlräume auf, deren Füllung ein mehrphasiges Aufreissen anzeigt (Fig. 51). An der Obergrenze leiten rötliche Kalke und rote Mergel mit seltenen Korallen-Bruchstücken in die grünen und roten, kalkig-siltigen Schieferfone, Siltsteine und grauen Kalke der Schattwald-Schichten über.

Referenzprofile:

Schesaplana-Gruppe, Vorarlberg / A (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1156 Schesaplana)
Profil S-I (Taf. 1), Fig. 6. Untergrenze: 772.430/213.660/2910, Obergrenze: 772.200/214.175/2660

Steinbruch Lorüns, Vorarlberg / A (Lk. d. CH 1: 50 000, Blatt 238 Montafon)
Profil V-I (Taf. 1). Anfang: 782.250/223.275/580, Obergrenze: 782.600/223.400/660

3.5.2 Silvretta-Decke (Ducan-Gebiet, Taf. 2)

Die Kössen-Formation ist nur noch in einem kleinen Erosionsrelikt am Nordrand der Ducan-Synklinale im Gebiet des Alplihorns und Chrachenhorns erhalten geblieben. Allerdings fehlen auch hier der oberste Teil und jüngere Formationen des Jura. Im ganzen Gebiet liegt das Alplihorn-Member in mächtiger, mergel- und siltreicher Ausbildung über dem stratigraphisch reduzierten Hauptdolomit (2.3.2). Über den rot verfarbten und teilweise von Limonitkrusten überzogenen Dolomiten leitet ein rötlicher dolomitischer Mergel in schwarze, herbstlaubfarben anwitternde Schieferfone über, die von dünn- bis mittelbankigen, teilweise bivalvenführenden Kalken unterbrochen werden. Diese Kalke können lateral sehr abrupt dolomitisiert werden. Darüber folgen die typischen Wechsllagerungen von dunklen Schiefertonen, oliven Mergeln und dunklen Kalken. Schieferfone und Mergel sind hier viel mächtiger als

normal entwickelt und führen oft gelb-braune Siltsteine in Linsen- und Flaserschichtung. Auch hier treten immer wieder gelbe, undeutlich laminierte Dolomite auf. Das Alplihorn-Member führt die typische Wirbellosen- und Wirbeltierfauna. Zusätzlich konnten Halswirbel und Panzerplatten eines bisher im Alpenraum nicht bekannten Phytosauriers gefunden werden. Die bei der Profilaufnahme am stark verfalteten Alplihorn ermittelte Mächtigkeit des Alplihorn-Members ist mit 190 m ausserordentlich hoch. Allerdings können tektonische Repetitionen nicht ganz ausgeschlossen werden. Nur hier in der Ducan-Gruppe tritt im unteren Teil eine 7 m mächtige, mittel- bis dickbankige, im obersten Teil sogar massive Korallenkalkbank mit Brachiopoden und der Foraminifere *Triasina hantkeni* auf. Eine solche Facies tritt sonst nur im Zirmenkopf-Kalk und Ramoz-Member auf.

Die Untergrenze des Schesaplana-Members wird durch eine vielleicht 20-30 cm mächtige dunkelgraue Kalkbank mit vielen Korallenstöcken, Brachiopoden, Bivalven und Echiniden bestimmt, deren Basis Lebensspuren des *Thalassinoides*-Typs aufweist. Darüber folgen mehrere Meter mächtige olive Mergel mit häufigen Einschaltungen von dünn- bis mittelbankigen Korallenkalken, die seitlich wieder in Mergel übergehen können. Auffallend sind auch hier die Bankunterseiten mit *Thalassinoides* sp. (Fig. 19). Hier tritt auch eine ca. 40 cm mächtige, gelb anwitternde Fossilbank auf, in deren unvollständig dolomitisierte Matrix extrem viele Fossilien eingebettet sind. Dabei sind speziell die Korallenreste von roten Kalkalgenkrusten umgeben.

Über dem ca. 25 m mächtigen Schesaplana-Member folgen zwei ca. 10 m mächtige dickbankige bis massive, hellgraue Kalkabfolgen des Zirmenkopf-Kalks mit der üblichen *Triasina-Trocholina*-Foraminifern-Assoziation. Darin treten mehrere gelblich laminierte Dolomite auf, die an der Basis häufig Intra-klasten aus aufgearbeitetem Kalk der Unterlage enthalten können. Selten treten auch Hornsteinknollen auf. Eine unregelmässige Bankoberfläche zeigt von Limonitkrusten überzogene Megalodontensteinkerne. Die beiden Kalkabfolgen werden durch eine Einschaltung von mittelbankigen Kalken, oliven Mergeln und laminierten Siltsteinen getrennt.

Über dem Zirmenkopf-Kalk folgt das Ramoz-Member mit Wechsellagerungen von dünn- bis mittelbankigen grauen Kalken und dünnen oliven Mergeln, metermächtigen, dunkelgrauen bis oliven Mergeln mit vereinzelten Silteinlagerungen, gelben laminierten Dolomiten sowie mittel- bis dickbankigen hellgrauen Kalken mit seltenen Korallen. Es kommen Lebensspuren, Bivalven, Crinoiden, Echiniden und Fischzähne vor. Die jüngsten Schichten liegen in einer Synkinalstruktur südwestlich P. 3005.6, dem Gipfel des Alplihorns.

Referenzprofile:

Alplihorn-Ostgrat / GR (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1217 Scalettapass)
 Profil A-I (Taf. 2), Untergrenze: 782 950/175 860/2670, Profilende: 782 480/176 030/3000
 Aus mehreren Teilprofilen am Ostgrat, in der Nordwand und am Gipfel des Alplihorns zusammengestellt.

Chrachenhorn-Südostgrat / GR
 Profil A-II (Taf. 2), Untergrenze: 781 740/173 500/2870

3.5.3 Aroser Dolomiten (Taf.3)

Die Kössen-Formation ist vor allem im Westabschnitt dieser Schuppenzone zwischen Erzhorn und Pizza Naira aufgeschlossen, ist allerdings immer tektonisch gestört. So ist speziell die Untergrenze über der Hauptdolomit- oder Plattenkalk-Formation nirgends aufzunehmen, da der Kontakt immer tektonischer Natur ist, und zum Teil sogar eindeutig verkehrt liegende Schichten des Alplihorn- oder des Schesaplana-Members darüber liegen.

Das Alplihorn-Member zeigt sich in seiner typischen Ausbildung, wobei allerdings vor allem an den Südost- und Nordost-Graten des Aroser Rothorns die schwarzen Schieferfone, dunklen und oliven Mergel und Siltsteine besonders mächtig und häufig sind. Im Vergleich mit dem Typusprofil an der Schesaplana dürften die im Profil R-III aufgenommenen 80 m mächtigen mergelreichen Schichten nur dem oberen Teil des Alplihorn-Members entsprechen. Es findet sich die typische, durch Bivalven dominierte Wirbellosen- und Wirbeltierfauna. Speziell erwähnenswert sind fladenartige Kalkgerölle mit Bohrungen von Polychaeten, die wenig unter der Obergrenze gefunden wurden.

Das Schesaplana-Member (R-II, R-IV, R-V) ist max. 25 m mächtig und beginnt mit dünnbankigen dunkelgrauen Korallenkalken, die zuerst einzeln, später in 2-3 m mächtigen, oft auskeilenden Abfolgen in den oliven Mergeln eingelagert sind. Im obersten Teil treten die Mergel bis auf geringmächtige Zwischenlagen zurück. Die Fauna besteht aus den bekannten buschförmigen, massiv-plattigen und knolligen koloniebildenden Korallen, Inozoen und Hydrozoen, die von Brachiopoden, Bivalven, Crino-

iden und Echiniden begleitet oder bewachsen werden. Im oberen Teil können Brachiopoden oder Echinodermenreste beinahe gesteinsbildend auftreten.

Über den gut gebankten Schesaplana-Kalken setzen abrupt die massigen hellgrauen Kalke des Zirmenkopf-Kalks ein. Basal noch reich an Echinidenresten, bestehen sie im allgemeinen aus schlecht gebankten Megalodonten- und Foraminiferenkalken mit grossen Exemplaren von *Conchodus infralasicus*, die allerdings oft nicht mehr in Lebensstellung, sondern mit weit geöffneten oder sogar isolierten Klappen in postdiagenetischer Calciterhaltung vorliegen. Über dem ersten, ca. 25 m mächtigen Zirmenkopf-Kalk folgt eine zweite, durch eine geringmächtige Einschaltung von oliven siltführenden Mergeln unterteilte Abfolge von ähnlichen dickbankigen bis massigen Kalken, die oben Korallen und Brachiopoden enthalten, und schliesslich über einer weiteren Mergeleinschaltung ein dritter, allerdings nur noch etwa 5 m mächtiger Zirmenkopf-Kalk.

Er wird überlagert von 90 m mächtigen Schichten des Ramoz-Members, mit einer unregelmässigen Wechsellagerung von oliven, teils siltführenden Mergeln, dunkelgrauen dünn- bis mittelbankigen Kalken und gelben Dolomiten. Im mittleren Teil treten vereinzelt noch gebankte Korallenkalke sowie mehrere dickbankige bis massive Kalke auf. Eine dieser Bänke ist reich an teilweise dolomitisierten Triasinen und geht oben in dünnbankige Kalke mit Pseudomorphosen von Calcit nach einem kubischen Mineral (vermutlich Steinsalz) über (Fig. 43). Neben den erwähnten seltenen Korallen und Foraminiferen finden sich noch Brachiopoden, Gastropoden, Bivalven, Crinoiden, Echiniden, Zähne und Schuppen von Fischen sowie Lebensspuren. Das Ramoz-Member geht oben in gelb-braune Siltkalke und olive Mergel über, die mit den Schattwald-Schichten verglichen werden.

In der höheren Erzhorn-Schuppe (Profil R-I) ist die untere Kössen-Formation tektonisch reduziert. Am Südostgrat des Erzhorns liegen südöstlich P. 2753 über Murtèr-Plattenkalk stark deformierte mergel- und siltreiche Schichten, die im Vergleich mit Profil R-V schon zum Ramoz-Member gezählt werden. Darüber folgen graue mittel- bis dickbankige Kalke mit Einschaltungen von oliven Mergeln. Die unterste Kalkbank besteht aus einer dicht gepackten Lumachelle, die an der Untergrenze bis 10 cm tief in den liegenden Mergel hin eingegrabene Wohnbauten des *Thalassinoides*-Typs ausfüllt. Die Mächtigkeit des Ramoz-Members kann nicht sicher angegeben werden, dürfte aber 100 m deutlich übersteigen. Neben den bekannten Fossilien sind unvollständig erhaltene Schlangensterne, grosse Kolonien von schlanken Sphinctozoen (*Polytholosia cylindrica* SEILACHER), ein Krebsrest sowie ein Kieferfragment von *Saurichthys* sp. zu erwähnen. Das Ramoz-Member geht oben in eine 8 m mächtige Wechsellagerung von braunen Siltkalken und oliven Mergeln über, die aufgrund ihrer braunen Farbe, den häufig auftretenden Bivalven *Oxytoma* sp. und *Cardinia* sp. sowie der stratigraphischen Stellung unter dem Culmet-Kalk zu den Schattwald-Schichten gestellt werden.

Referenzprofile:

Aroser Rothorn-Südostgrat / GR (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1216 Filisur):

Teilprofil R-IV (Taf. 3), Anfang: 766 400/178 400/2840, Ende: 766 625/178 100/2760

Teilprofil R-V (Taf. 3), Siehe Typusprofil Ramoz-Member (3.4.3.2)

Erzhorn-Südostgrat / GR (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1216 Filisur):

Profil R-I (Taf. 3), Anfang: 767 950/178 650/2650, Obergrenze: 768 010/178 510/2640

3.5.4 Ela-Decke (Taf. 4)

In der Ela-Decke ist die Kössen-Formation vor allem in den Bergüner Stöcken am Fil da Stidier (Fig. 5, Profil T-I) und am Piz Mitgel gut aufgeschlossen (FURRER 1974, ROHRBACH 1976). Sie zeigt im ganzen Gebiet die gleiche Abfolge von Alplihorn-, Schesaplana-, Ramoz- und Mitgel-Member.

Das Alplihorn-Member ist nur 50 m mächtig und geht mit einer 4 m mächtigen Übergangszone aus dem liegenden Uglis-Plattenkalk hervor. Trotz der anormal geringen Mächtigkeit ist es recht typisch entwickelt. Allerdings fehlen die sonst im oberen Teil recht mächtigen Schiefertone und Mergel, während die gelben laminierten Dolomite etwas häufiger auftreten. Leider nur im Schutt konnten in einem gelblichen dolomitischen Kalk Pseudomorphosen von Calcit nach Gips-Zwillingskristallen gefunden werden (Fig. 42). Häufig sind isolierte Wirbeltierreste, die oft bonebedartig auf Unter- oder Oberseite von Lumachellen angereichert sind.

Das Schesaplana-Member setzt mit dünn- bis mittelbankigen Korallen- und Brachiopodenkalke ein, die oben in mittelbankige, dunkelgraue Oolithe übergehen, deren Ooide oft rötlich anwittern. Zusätzlich treten auch gut sortierte Onkolithe auf, deren max. 2 mm grosse Onkoide viele sessile Foraminiferen einschliessen. Nach einer gut 10 m mächtigen mergelreichen Einschaltung mit dicken herbstlaubfarbenen Schiefern tritt eine zweite Abfolge von dünnbankigen Oolithen auf, die wiederum von

Siltsteinen, Mergeln und herbstlaubfarbenen Schiefern abgedeckt wird. Diese beiden rippenbildenden Oolithe können als gute Leitbänke innerhalb der ganzen Ela-Decke auf mehr als 20 km Länge verfolgt werden. Über dem oberen Oolith liegt eine gelb-braune Siltkalkbank, die ebenfalls einen guten Leithorizont darstellt. Am Piz Mitgel zeigt diese Bank Konvolutionen und "Ball and Pillow"-Strukturen. Darüber folgen mittelbankige graue und geringmächtige Einschaltungen von oliven Mergeln, die eine zyklenartige, 3-4 m mächtige Abfolge von dunklen Mergeln, Brachiopoden- und Korallenkalken und megalodontenführenden Partikelkalken erkennen lassen. An der Basis eines solchen Zyklus konnten am Fil da Stidier mehrere Rippenfragmente (von max. 1.10 m Länge) und ein Rumpfwirbel (von 20 cm Höhe) eines grossen Ichthyosaurus geborgen werden. Die Korallenkalke gehen gegen oben in Brachiopoden- und Foraminiferenkalke über, die häufig von gelben stromatolithischen Dolomiten und Laminiten mit Hohlraumgefüge unterbrochen werden.

Das 80 m mächtige Schesaplana-Member wird überlagert von einer gut 30 m mächtigen mergeligen Einschaltung des Ramoz-Members, das seinerseits in das Mitgel-Member übergeht. In dessen unterem Teil fallen eine hellgraue massive Kalkbank sowie eine etwas höher auftretende olive massive Dolomitbank auf. Über einer 2 m mächtigen Einschaltung von braunen Siltsteinen und Mergeln setzen mittelbankige graue Kalke und gelbliche Dolomite ein, die nur noch von dünnen oliven Mergellagen unterbrochen werden. An der Obergrenze bilden graubraune Echinodermenkalke die Basis des Stidier-Hornsteinkalks der Allgäu-Formation.

Diese beschriebene Abfolge kann mit kleinen Mächtigkeitsunterschieden und geringen lateralen lithologischen Wechseln in einem grossen Teil der Ela-Decke von der Klippe des Piz Toissa im Westen über Piz Mitgel - Fil da Stidier - Piz Radond (BOLLINGER 1981) zum Piz Muot östlich der Albula verfolgt werden, wobei besonders die Oolithe als gute Leithorizonte dienen. Am Piz Toissa ist allerdings nur noch auf der Südseite der untere Teil der Kössen-Formation mit Alplihorn- und Schesaplana-Member erhalten geblieben, die von Süden gegen Norden durch eine immer tiefer greifende Erosionsfläche abgeschnitten werden (Profile TS-I & III, Taf. 4). Darüber liegt eine jurassische Megabreccie, die einen grossen Einzelblock aus hellgrauem massigem Megalodontenkalk enthält, der aus dem Zirmenkopf-Kalk stammen muss.

Am Piz Muot oberhalb der Alp Tisch können ebenfalls nur noch das Alplihorn- und Schesaplana-Member beobachtet werden, dessen Korallen- und Brachiopodenkalke ohne erkennbare Diskordanz direkt von crinoidenreichen grauen Kalken der Allgäu-Formation überlagert werden (Profil VT-I, Taf. 4). Die tektonisch ausgedünnten Profile auf der Nordseite der Val Zavretta zeigen ebenfalls diese Abfolge. Dagegen tritt zwischen Piz Zavretta und Piz Üertsch (Profil Z-III, Taf. 4) nur noch die Übergangszone vom Hauptdolomit ins Alplihorn-Member unter Allgäu-Schichten s.str. auf, deren Kalkbänke phacoidartig deformiert sind. Am Piz Üertsch und weiter östlich liegen die Allgäu-Schichten sogar direkt auf Hauptdolomit (EUGSTER 1924, HEIERLI 1955).

In den stark verfalteten Teilen der Ela-Decke, die nördlich des Piz Mitgels an die sogenannte Ela-Falte anschliessen und unter die Silvretta-Decke abtauchen, sowie in der Crap-Ses-Mulde lässt sich wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse vorläufig keine klare Abfolge aufstellen (FRANK 1981). Die Kössen-Formation ist reduziert, wobei vor allem das Alplihorn- und Schesaplana-Member nur noch geringmächtig unter besser entwickeltem Mitgel-Member oder Zirmenkopf-Kalk erhalten sind. Diese Reduktion dürfte teils tektonischer, teils aber auch stratigraphischer Natur sein (FURRER 1974, Fig. 54). Bei Plang Ses konnte FRANK (1981) in dickbankigen grauen Kalken (? Zirmenkopf-Kalke) und in Dolomitbreccien bis 30 cm breite Spalten beobachten, die teils mit Calcitzement, teils direkt mit feinem, brecciosem rotbraunem Kalk gefüllt sind. Ein Querschnitt durch einen Gastropoden zeigt, dass dessen Hohlform nach der Lösung der Aragonitschale vom selben Material gefüllt wird (Fig. 57).

Eine leider nur sehr unvollständige Abfolge zeigt der Bergüner Stein (BS-I & II, Taf. 4), über dessen Hauptdolomit-Gewölbe mit geringmächtig ausgebildetem Uglis-Plattenkalk das Alplihorn-Member mindestens 30 m mächtig sein dürfte. Es ist nur mangelhaft aufgeschlossen und wird von einer stufenbildenden Abfolge von massig erscheinenden Kalken von mind. 30 m Mächtigkeit überlagert. Im unteren Teil dominieren dickbankige bis massive, teilweise oolithische Echinodermenkalke (vor allem Echinidenreste) von grauer bis rötlicher Farbe, die verschiedentlich von dünnbankigen gelben kalkigen Dolomiten unterbrochen werden. Die Echinodermenkalke enthalten häufig Brachiopoden- und Bivalvenschill und sind teilweise gradiert. Der obere Teil besteht aus massigen Megalodonten- und Korallenkalken, in denen auch ein Pflasterzahn von *Psephoderma alpinum* gefunden wurde. Die massigen Kalke werden von mehreren Metern tiefen Spalten durchbrochen, die teils randlich mit einem Calcitzement ausgekleidet, oft aber direkt mit gelben und roten Schiefertonen und laminierten tonigen Kalken gefüllt sind (Fig. 56). Diese stufenbildende Abfolge wird mit Vorbehalt zum Zirmenkopf-Kalk gestellt. Darüber liegt Hierlatz-Kalk.

Referenzprofile:

Fil da Stidier, Nordostgrat des Corn da Tinizong / GR (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1236 Savognin)
 Profil T-I (Taf. 4), Untergrenze: 771 675/165 650/2580, Obergrenze: 771 750/165 830/2590

3.5.5 Engadiner Dolomiten s.str. (Taf. 5)

Die Kössen-Formation der Engadiner Dolomiten s.str. ist nur in wenigen Relikten erhalten, die oben tektonisch oder durch Erosion begrenzt werden.

3.5.5.1 Quatervals-Einheit

Nach SOMM (1965) tritt die Kössen-Formation in dieser Einheit am Spi da Tantermozza sowie am Muot Sainza Bön in geringmächtigen, tektonisch begrenzten Vorkommen mit den typischen Luma-chellen, Mergeln und korallogenen Kalken auf. Vermutlich handelt es sich um Teile des Alplihorn- und Schesaplana-Members.

3.5.5.2 Terza-Einheit

Die Terza-Einheit zeigt die mächtigste, allerdings ebenfalls unvollständige Abfolge der Kössen-Formation der Engadiner Dolomiten s.str. Sie ist durch das Alplihorn- und das Schesaplana-Member vertreten, die muldenartig am Spi da Tantermozza und am Murtèr-Sattel anstehen. Seit SPITZ & DYHRENFURTH (1914) durch ihren Fossilreichtum bekannt, wurden sie am Spi da Tantermozza durch SOMM (1965) und am Murtèr-Sattel durch SCHNEIDER (1969) beschrieben, der jedoch die häufigen Repetitionen nicht berücksichtigte und eine viel zu grosse Mächtigkeit von ca. 400 m bestimmte.

Über dem Murtèr-Plattenkalk setzen die typischen herbstlaubfarbenen Schiefer und dunkelgraue Kalke des Alplihorn-Members ein. Siltsteine und gelbe Dolomite sind nicht selten. Die Mächtigkeit kann wegen den durch Staffelbrüche bedingten Repetitionen nicht sicher angegeben werden, dürfte aber mindestens 50 m betragen. Das Schesaplana-Member setzt mit grauen mittel- bis dickbankigen Korallenkalken ein, deren Korallenäste teilweise durch Cölestin ersetzt oder häufig nur als Hohlformen erhalten sind. Sie gehen in mittelbankige oolithische Kalke (meist mit schlecht sortierten Einfach-Ooiden) und schliesslich in gut sortierte Onkolithe über. Es folgen Schiefertone und gebankte Kalke, die noch zwei Oolithbänke enthalten. Diese Oolithe und Onkolithe gleichen den oolithischen Leitbänken der Ela-Decke (3.5.4) und führen auffallend viele Wirbeltierreste (u.a. auch viele isolierte Zähne sowie Kiefer- und Panzerfragmente von *Psephoderma alpinum*).

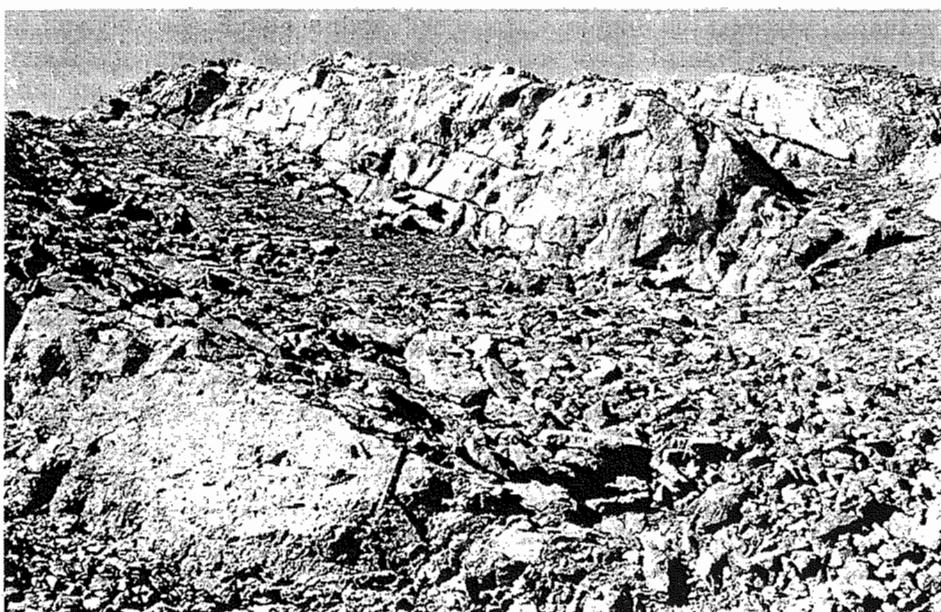


Fig. 8: Zyklische Abfolge im Schesaplana-Member. Murtèr, 250 m N P. 2738 (Terza-Einheit). Hammerstiel = 50 cm.

Über einer siltführenden schwarzen Schieferlage setzt am Felskopf 250 m nördlich P. 2738 eine 30-40 m mächtige, zyklisch gegliederte Abfolge von Mergeln, siltigen Brachiopodenkalken, Korallenkalken, mittel- bis dickbankigen Korallen-, Megalodonten- und Foraminiferenkalken und stromatolithischen Dolomiten ein (Fig. 8). In den dickbankigen hellgrauen Kalkbänken im oberen Teil dieser Zyklen sind die Korallen und Megalodonten meist nur noch als Hohlformen oder Steinkerne erhalten (Fig. 34). Dagegen führen die Mergellagen oft eine gut erhaltene und isolierbare Fauna mit Brachiopoden, Korallen und Megalodonten.

3.5.5.3 S-charl-Einheit

Die Kössen-Formation ist in diesem Bereich nur im unteren Spöltal östlich der Engadiner Linie erhalten. In der unteren Val Laschadura, am Piz Ivraina sowie an den Gipfeln Ils Cuogns folgt über dem Murtèr-Plattenkalk eine typische mergel- und fossilreiche Abfolge des Alplihorn-Members, die von Brachiopoden- und Korallenkalken des Schesaplana-Members überlagert werden. Wegen der tektonischen Beanspruchung an der Engadiner Linie lässt sich aber nichts genaueres aussagen. Jüngere Schichten fehlen.

In der Lischana-Gruppe kann die Kössen-Formation nur noch indirekt durch Gerölle aus dunkelgrauen Lumachellen- und Korallenkalken nachgewiesen werden, die relativ selten in der direkt auf Hauptdolomit liegenden Lischana-Breccie auftreten. Nach SCHILLER (1906) treten zwischen Piz Ajüz und Val d'Assa geringmächtige und wenig verbreitete Quetschzonen mit dunkelgrauen Kalken, gelblichen Mergeln und dunkelgrauen Schiefertonen auf, die oft viele Bivalven aber auch einzelne Korallen, Crinoiden, Echiniden und Spurenfossilien (Bactryllien) enthalten.

Referenzprofil:

Piz Murtèr - Murtèr-Sattel, Schweizerischer Nationalpark / GR (Lk. d. CH 1: 25 000, Blätter 1238 P. Quattervals und 1218 Zernez)

Profil N-I (Taf. 5), Untergrenze: 806 720/169 870/2740, Obergrenze: 806 660/170 340/2700

3.5.6 Ortler-Einheit (Taf. 6)

Die Kössen-Formation ist nur im mittleren Abschnitt dieser Einheit zwischen der Valle di Livigno und dem M. Solena gut aufgeschlossen. Allerdings wird durch interne Repetitionen eine viel zu grosse Mächtigkeit von gegen 400 m vorgetäuscht. Durch diese tektonischen Komplikationen wird eine sichere Gliederung erschwert. Zudem ist die ganze Kössen-Formation dieses Bereichs recht monoton und fossilarm ausgebildet. Insbesondere treten die sonst markanten mächtigen Korallenkalke nur untergeordnet und die Zirmenkopf-Kalke überhaupt nicht auf. Wohl aus diesem Grunde wurden die entsprechenden Schichten zusammen mit dem im Ostabschnitt verbreiteten Plattenkalk von SPITZ & DYHRENFURTH (1914) als "Rhät in Fraele-Facies" von der "Kössener Facies" abgetrennt und von POZZI (1959) als "Formazione di Fraele" zusammengefasst. Trotz diesen Schwierigkeiten soll aber eine Untergliederung versucht werden.

Am Monte Pettini folgt mit einer wenige Meter mächtigen Übergangszone über dem Hauptdolomit (Dolomia del Cristallo) die typische Mergel-Kalk-Wechsellagerung des Alplihorn-Members mit den herbstlaubfarbenen Schiefertonen, Siltsteinen und gelben laminierten Dolomiten mit der bekannten Wirbellosen- und Wirbeltierfauna. Nach 60-70 m setzen die ersten dünnbankigen Korallenkalke des Schesaplana-Members ein, die von oliven Mergeln, Kalk-Mergel-Wechsellagerungen und mittel- bis dickbankigen oder massigen Kalken überlagert werden. Diese enthalten vereinzelt Korallen, Megalodonten und Foraminiferen. Die kalkreiche Abfolge des Schesaplana-Members tritt nun mehrmals zusammen mit bis 50 m mächtigen mergelreichen Schichten des Alplihorn-Typs in gleicher oder ähnlicher Ausbildung auf. In einem Profil östlich des M. Pettini konnten drei eindeutige Repetitionen erkannt und eliminiert werden. Eine weitere mögliche Repetition ist im Kolonnenprofil (F-I, Taf. 5) speziell markiert (a-b und a'-b'). Die Korallenkalke gehen seitlich oft in olive Mergel über, wobei grosse buschförmige Thecosmilien isoliert in den Mergeln stehen können. Brachiopoden sind relativ selten. Das korallenführende Schesaplana-Member ist nur 10 - 25 m mächtig, kann lokal sogar fast fehlen und wird von der unregelmässigen, fossilarmen Kalk-Mergel-Wechsellagerung des Ramoz-Members überlagert. Verschiedentlich treten darin mehrere Meter mächtige Abfolgen von dickbankigen bis massigen hellgrauen Kalken auf. Das Ramoz-Member ist gegen 100 m mächtig, kann jedoch ebenfalls durch interne Repetitionen verdickt sein. Darüber folgt ein 20-30 m mächtiges, überwiegend kalkiges Schichtpaket aus dickbankigen bis massigen hellgrauen Kalken und Kalk-Mergel-Wechsellagerungen, das vom Ramoz-Member abgetrennt und zum

Mitgel-Member gestellt wird.

Möglicherweise gehört auch die über 40 m mächtige kalkig-dolomitische Abfolge der "Strati della Parete Alta" dazu, die von POZZI (1959, Sez. 5) beschrieben und mit der "Dolomia del Cristallo" verglichen wird. Diese Schichten liegen mit tektonischem Kontakt auf der "Formazione di Fraele" und bestehen aus dunkelgrauen, meist dünnbankigen Kalken, einzelnen dolomitischen Kalkeinschaltungen und dickbankigen bis massigen Kalken mit seltenen Verkieselungen. Im unteren Teil treten Gastropoden, Bivalven und Brachiopoden auf. Die Obergrenze wird durch die Überschiebung der Trupchun-Braulio-Linie gebildet.

Im obersten Teil des Mitgel-Members tritt eine bis 6 m mächtige Wechsellagerung von dunkelgrauen Mergeln, Kalken und braungelben Siltsteinen auf, die vielleicht den Schattwald-Schichten entsprechen. Sie gehen zuerst in gebankte, dann massive Kalke über, die in ihrem obersten Teil kugelige und linsenförmige Verkieselungen enthalten. Diese 10 m mächtige, helle rippenbildende Kalkbank ist ein guter Leithorizont, der schon seit SCHLAGINTWEIT (1908) verwendet wird und hier als Culmet-Kalk bezeichnet wird. Darüber liegen brachiopodenführende Alpisella-Schichten der Allgäu-Formation. Diese Obergrenze ist allerdings nur zwischen der Valle di Livigno und dem Lago di Cancano erhalten. Gegen Osten wird die Kössen-Formation von der immer tiefer greifenden Überschiebung an der Trupchun Braulio-Linie diskordant abgeschnitten und scheint östlich des M. Solena nicht mehr aufzutreten (2.3.6).

POZZI (1957) bestimmte für die "Formazione di Fraele" in einem jetzt vom Lago di Cancano überfluteten Profil eine Mächtigkeit von 230 m, wobei er allerdings nach der Profilbeschreibung in den Schichten 26 bis 28 noch den untersten Teil der Allgäu-Formation (Naira-Kalk) mit einschloss. Damit würde sich die Mächtigkeit der Kössen-Formation auf 190 m reduzieren. GELATI & ALLASINAZ (1964) massen am Südhang des M. Torraccia in einem eindeutig tektonisch gestörten Profil zwischen "Dolomia del Cristallo" unten und "Formazione del M. Motto" oben eine Mächtigkeit von 350 m. Kennt man die intensive Verfaltung und Verschuppung dieser Schichten, die in der Südostwand des M. Pettini und der Südwestwand der Cima di Pozzin deutlich sichtbar ist, so ist klar, dass diese Zahl viel zu hoch ist. Die Fossiliste der oben erwähnten Arbeit ist zu ergänzen durch die nicht selten auftretenden Wirbeltierreste (Zähne und Schuppen von Knorpel- und Knochenfischen, Zähne und Panzerfragmente von *Psephoderma alpinum*), die vor allem aus dem Alplihorn-Member stammen. Daneben konnten im Ramoz-Member zwei Exemplare des Nautiliden *Grypoceras cf. haloricum* [MOJSISOVICS] gefunden werden.

Zwischen der Valle di Livigno und der Engadiner Linie ist die Kössen-Formation infolge frühliaassischer Erosion nur noch ganz lokal und geringmächtig über dem Hauptdolomit erhalten geblieben, da normalerweise Megabreccien, Alpisella-Schichten oder Allgäu-Schichten s.str. direkt auf teilweise diskordant erodiertem Hauptdolomit liegen. Das in der Geologischen Karte der Bernina-Gruppe von STAUB (1946) oder von POZZI (1960) mehr oder weniger durchgehend auskartierte "Rhät" an der Punta Casanna und am M. Motto besteht aus Alpisella-Schichten und Megabreccien der Allgäu-Formation, deren Komponenten allerdings zum grössten Teil der Kössen-Formation entstammen. Die im Schutt auffallenden typischen Kössen-Gerölle mit Lumachellen, Korallen- und Megalodontenkalken dürften zu dieser Fehlinterpretation geführt haben. Zusätzlich ist diese ganze Zone noch durch die alpine Tektonik enorm gestört worden.

Am Nordwestgrat des Piz Chaschauna ist die Kössen-Formation lokal noch durch ihre untersten Teile vertreten. So zum Beispiel bei P. 2775 (Fig. 66, Profil G-I, Taf. 6), wo typische herbstlaubfarbene Schiefer, dünn- bis mittelbankige Kalke und gelbliche kalkige Dolomite des Alplihorn-Members mit einer 7 m mächtigen Übergangszone über typischem Hauptdolomit liegen. Das Alplihorn-Member ist mit einer max. 15-20 m mächtigen ungestörten Abfolge erhalten geblieben und wird teils schichtparallel, teils diskordant von liassischen chaotischen Breccien, metergrossen Einzelblöcken und 10 - 20 m mächtigen Schichtpaketen des Culmet-Kalks, des Zirmenkopf-Kalks, des Mitgel- oder Schesaplana-Members überlagert. Charakteristisch sind die randlichen Verkieselungen der massigen Kalkblöcke und ihrer Fossilien. Auffallend ist das häufige Auftreten von massigen Korallen- und Megalodontenkalken, die nur aus dem Zirmenkopf-Kalk stammen können. Entsprechende massive Kalke treten überall in den liassischen Megabreccien zwischen der Engadiner Linie und der Parè auf. Darum ist anzunehmen, dass in diesem Bereich der Ortler-Einheit oder in nicht allzu grosser Distanz ursprünglich auch Zirmenkopf-Kalk in der Kössen-Formation vertreten war.

Referenzprofile:

M. Pettini-Ostgrat, Valle di Fraele / I (Lk. d. CH 1: 50 000, Blatt 269 Berninapass)
 Profil F-I (Taf. 5), Untergrenze: 814 850/157 475/2330, Obergrenze: 814 700/157 800/2600
 Es treten mehrfache interne Repetitionen auf.

Piz Chaschauna-Westgrat, bei P. 2775 / GR (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1238 P. Quattervals)
Profil G-I - IV (Taf. 6), Untergrenze: 800 200/163 100/2750

3.6 Biostratigraphie

Die Untergrenze der Kössen-Formation konnte bisher im ganzen Arbeitsgebiet nicht eingestuft werden. Sie dürfte aber im späten Norian liegen. Wegen der unterschiedlichen Ausbildung der Unterlage (Hauptdolomit- oder Plattenkalk-Formationen) ist zudem eine heterochrone Untergrenze zu erwarten. Das klassische Rhaet-„Leitfossil“, die Bivalve *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK) tritt praktisch in der ganzen Kössen-Formation auf. Am häufigsten findet sie sich im Alplihorn-Member. Im Schesaplana- und Ramoz-Member tritt sie sowohl im unteren wie auch im oberen Teil auf. Dagegen fehlt diese Muschel im überwiegend kalkigen Mitgel-Member und im Zirmenkopf-Kalk. Das auf mergelreiche Schichten beschränkte Vorkommen zeigt die Faciesabhängigkeit und damit den fraglichen Leitwert dieser Muschel.

Nach URLICH (1973) tritt *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK) im Typusprofil des Weissloferbuchs bei Kössen nur im unteren Teil der Kössener Schichten, und zwar noch unter dem Erstauftreten von *Rhabdoceras suessi* und *Choristoceras marshi* auf. Möglicherweise setzt sie also bereits im späten Norian (vor dem Sevatican) ein.

Ammoniten wurden im Arbeitsgebiet bisher nur an der Schesaplana gefunden. Neben einem unbestimmbaren Fragment im unteren Teil des Alplihorn-Members handelt es sich um zwei Windungsbruchstücke von *Choristoceras* sp., die in der Sammlung Fussenegger in der Vorarlberger Naturschau in Dornbirn aufbewahrt werden. Leider gibt es keine näheren Angaben über den genauen Fundort oder die Fundschicht. Conodonten wurden bisher nie gefunden. Die untersuchten Stichproben waren ergebnislos.

H. Visscher (Utrecht / NL) untersuchte einige Proben auf Pollen und Sporen. Nach mündlicher Mitteilung waren die Floren jedoch schlecht erhalten.

Eine etwas bessere Einstufung erlauben die Foraminiferen, deren Bearbeitung jedoch noch nicht abgeschlossen ist. In den obertriassischen Sedimenten des Plattformbereichs werden zur Biostratigraphie vor allem Vertreter der Involutinacea herangezogen. Durch ihre Faciesabhängigkeit und die noch fehlende Korrelation mit den Ammonitenzonen ist deren stratigraphischer Nutzen jedoch stark umstritten. Nach PILLER (1978) soll einzig *Triasina hantkeni* MAJZON eine brauchbare Leitform für die späteste Trias sein. Allerdings ist deren Erstauftreten noch nicht eindeutig abgeklärt, scheint aber sicher im Rhaetian zu liegen (GAZDZICKI et al. 1979).

Triasina hantkeni konnte weder im Plattenkalk noch im Alplihorn-Member der Kössen-Formation gefunden werden. Allerdings beschrieb OBERHAUSER (1964) eine reiche Foraminiferenfauna mit *Triasina* cf. *hantkeni*, *Trocholina acuta* OBERHAUSER und *Auloconus permodiscoides* (OBERHAUSER) aus dem Plattenkalk des Panüeler Schrofens der Schesaplana-Gruppe, deren genaue Fundschicht aber nicht bekannt war. Eigene Untersuchungen im dortigen Plattenkalk lieferten keine derartige Fauna. Unweit des in der Geologischen Karte des Rätikon (HEISSEL et al. 1965) verzeichneten Fundpunktes tritt aber eine Einschuppung von geringmächtigen und stark deformierten Gesteinen der Kössen- und Allgäu-Formation auf. Das fragliche Probenmaterial könnte also ebensogut aus der Kössen-Formation stammen. R. Oberhauser verglich freundlicherweise einige Proben aus dem Plattenkalk des Panüeler Schrofens und aus dem Zirmenkopf-Kalk der Kössen-Formation an der Schesaplana mit dem Typusmaterial. Er fand eine gute Übereinstimmung der Foraminiferenfauna des Zirmenkopf-Kalks mit derjenigen des Typusmaterials und nimmt deshalb an, dass jenes aus dem Zirmenkopf-Kalk der Kössen-Formation stammt.

Gesicherte Vorkommen von *Triasina hantkeni* MAJZON wurden im Schesaplana-Member, Zirmenkopf-Kalk, Ramoz-Member und im untersten Teil des Mitgel-Members nachgewiesen. Damit sind zumindest diese Untereinheiten ins Rhaetian zu stellen.

Die Obergrenze der Kössen-Formation ist nicht sicher einzustufen, dürfte aber nach der Überlagerung durch die im Hettangian einsetzenden Schwellen- und Plattformsedimente des Lias an der Grenze Rhaetian / Hettangian liegen.

3.7 Faciesanalyse

Die überwiegend karbonatische Sedimentation der Hauptdolomit-Gruppe wird im Bereich der Norian-Rhaetian-Grenze durch die relativ rasch einsetzende Zufuhr von feinstem siliziklastischem Material unterbrochen. Dabei geht das ton- und siltreiche unterste Member der Kössen-Formation fast immer mit einer mehrere Meter mächtigen Übergangszone aus der Hauptdolomit-Formation oder dem Plattenkalk hervor. Da die ersten Schiefertone und Siltsteine als geringmächtige Einschaltungen innerhalb typischer Gesteine des Hauptdolomits oder des Plattenkalks auftreten und diese erst höher oben allmählich durch die typischen dunklen Mergel und graubraunen fossilreichen Kalke der Kössen-Formation ersetzt werden, ist keine plötzliche oder grundlegende Änderung des Ablagerungsraumes anzunehmen; vielmehr dürfte die Tonschüttung heterochron eingesetzt haben.

3.7.1 Idealisierte Faciesabfolge (Fig. 9)

Die Kössen-Formation besteht aus einer Abfolge von sich wiederholenden Faciestypen. In den Detailprofilen lassen sich unvollständige Zyklen feststellen, die zu einer idealisierten, hypothetischen Faciesabfolge zusammen gestellt werden (Fig. 9). Allerdings sind darin auch nur selten auftretende Faciestypen miteingeschlossen. Diese Abfolge kann nie vollständig beobachtet werden.

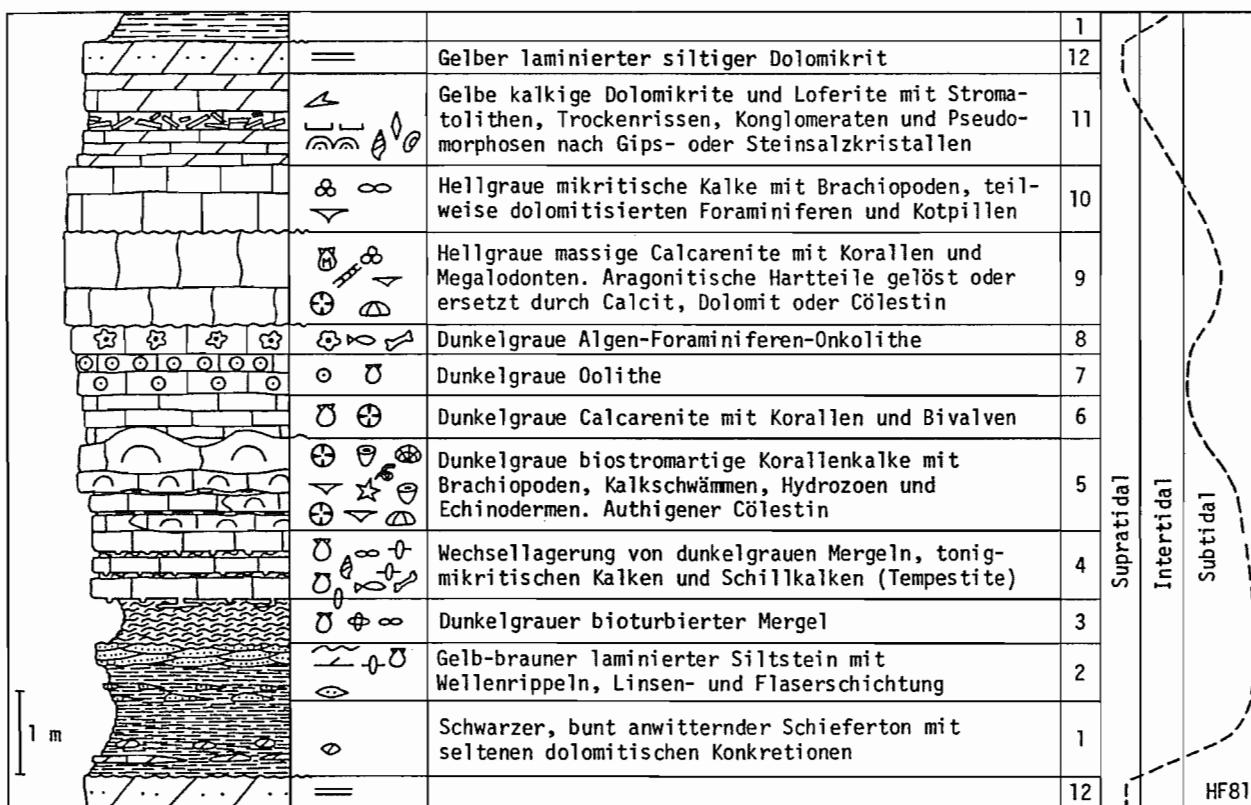


Fig. 9: Hypothetische Faciesabfolge der Kössen-Formation in den oberostalpinen Decken Graubündens. Legende zu den Symbolen siehe Seite 99. Erläuterung im Text.

Die basalen schwarzen, oft herbstlaubfarbenen anwitternden Schiefertone (1) setzen mit scharfer Grenze über gelben laminierten, teils siltigen Dolomiten ein. Die Tonminerale bestehen heute, bedingt durch die hohe Diagenese, zu 60-100 % aus Illit und 0-40 % Chlorit. Die Schiefertone enthalten Konkretionen und dünne Bänke aus gelb anwitterndem, teilweise siltig-kalkigem Dolomit und knollenförmige Anreicherungen von Bivalven. Daneben treten gelb-braune laminierte Siltsteine (2) in Linsen- und Flaserschichtung auf (Fig.10-13). Kreuzschichtungen, Wellenrippeln, "scour-and-fill structures", die starke Bioturbation (u.a. *Rhizocorallium*, *Thalassinoides*) und die meist isolierten Bivalvenschalen (u.a. *Palaeocardita austriaca*) deuten auf eine Ablagerung im Intertidal oder höheren Subtidal hin. Die schwarzen Schiefertone gehen oben in dunkelgraue oder olive Mergel (3) über, die oft schichtweise auftretende, vorwiegend endobiontische Bivalven (Nuculiden, *Palaeocardita austriaca*, *Gervillia inflata*, *Homomyia lagunalis*) enthalten. Selten finden sich darin auch Reste von Wirbeltieren. So zum Beispiel

mehrere grosse Rumpfwirbel eines Ichthyosauriers, die mosaikartig nebeneinander eingeregelt und auf der Oberseite stark korrodiert sind (Fig. 14).

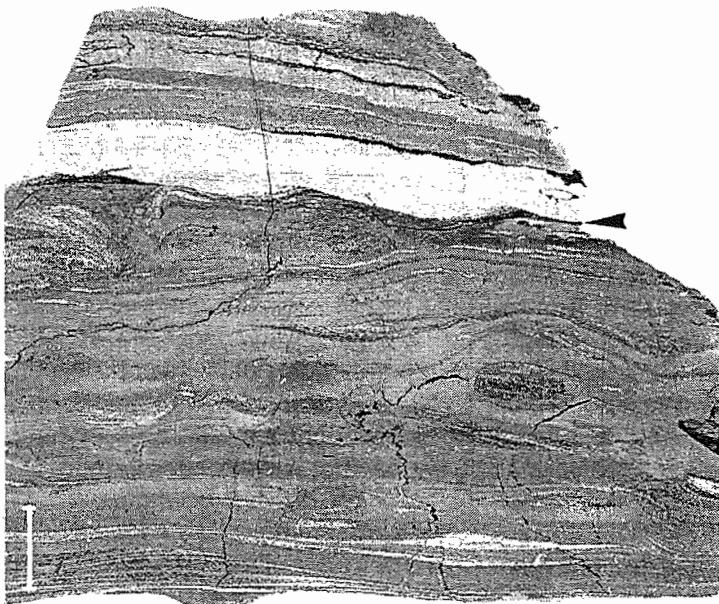


Fig. 10: Dolomitischer Kalk und laminierter Siltstein mit Linsenschichtung, Bioturbation und Rippelmarken (Pfeil). Alplihorn-Member, Piz Chaschauna-NW-Grat (Ortler-Einheit). Angeätzter Anschliff G-I 43. Balkenlänge = 2 cm.

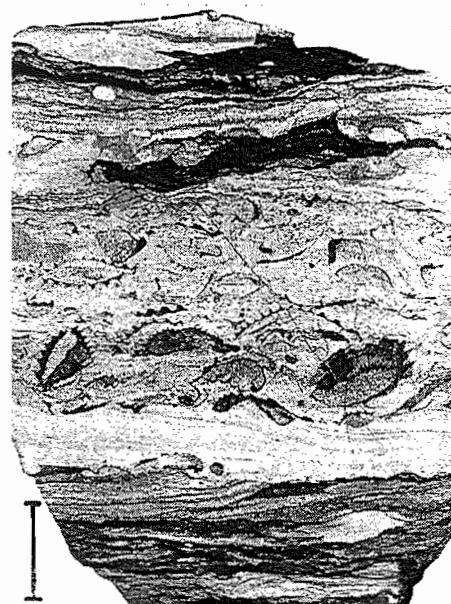


Fig. 11: Laminierter Siltstein mit Bivalven (*Palaeocardita austriaca* [HAUER]) und Bioturbation in schwarzem Schieferton. Alplihorn-Member, Alplihorn (Silvretta-Decke). Angeätzter Anschliff A-I 82. Balkenlänge = 2 cm.



Fig. 12: Laminierter Siltstein mit Kreuzschichtung und Wellenrippeln. Ramoz-Member, M. Torraccia (Ortler-Einheit). Angeätzter Anschliff F 41. Balkenlänge = 2 cm.



Fig. 14: "Scour-and-Fill-Structure" in kalkigem Dolomit. Ramoz Member, Aroser Rothorn-SE-Grat (Aroser Dolomiten). R-V 24. Balkenlänge = 1 cm.

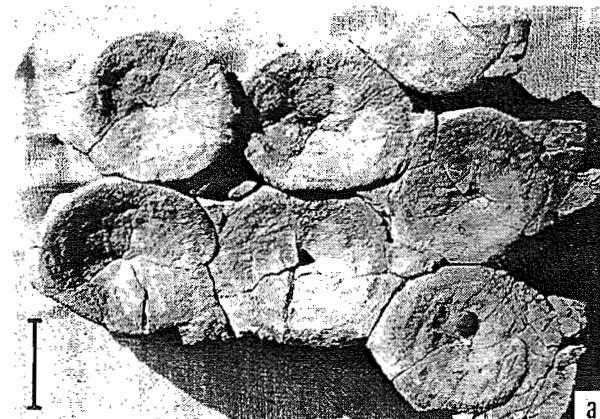
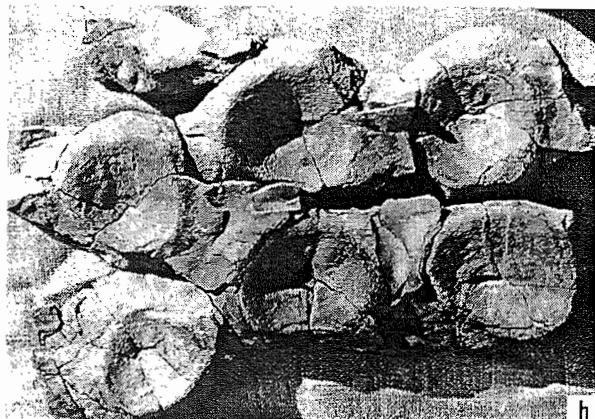


Fig. 14: Mosaikartig eingeregelte Rückenwirbel eines grossen Ichthyosauriers. a: Gut erhaltene Unterseite; b: Stark korrodierte Oberseite der teilweise noch von Mergel bedeckten Wirbel. Alplihorn-Member, Schesaplana (Lechtal-Decke). S 260. Balkenlänge = 10 cm.



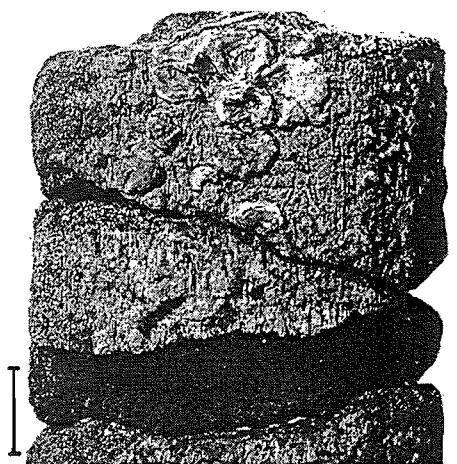


Fig. 15: Fragment einer Ichthyosaurier-Rippe mit Bewuchs durch *Atreta intusstriata* (EMM-RICH). Alplihorn-Member, Schesaplana (Lechtal-Decke). S 258. Balkenlänge = 1 cm.

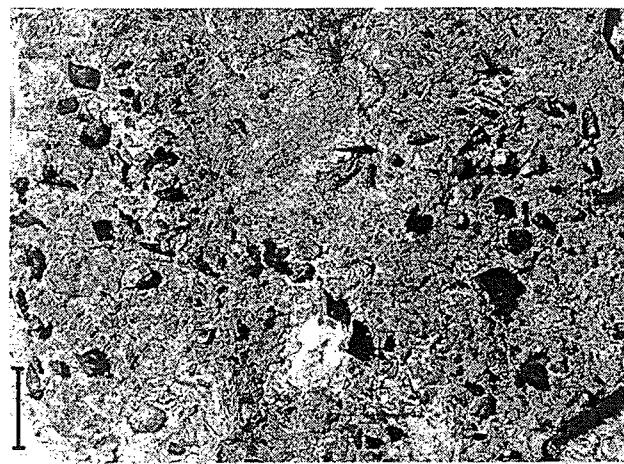


Fig. 16: Bonebedartige Anreicherung von Wirbeltierresten (Zähne, Ganoidschuppen) an Unterseite einer dicht ge- packten Schillbank (Tempestit). Alplihorn-Member, Schesaplana (Lechtal-Decke). S 278. Balkenlänge = 1 cm.

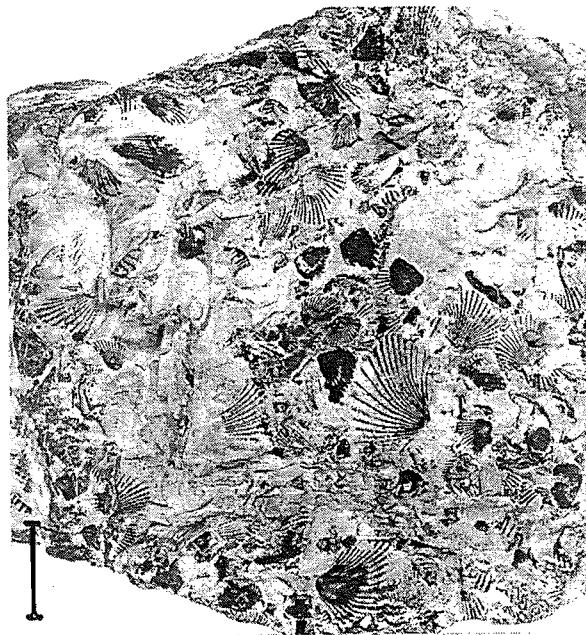


Fig. 17: Lumachelle mit *Palaeocardita austriaca* (HAUER). Alplihorn-Member, Schesaplana (Lechtal-Decke). S-I 26. Balkenlänge = 2 cm.

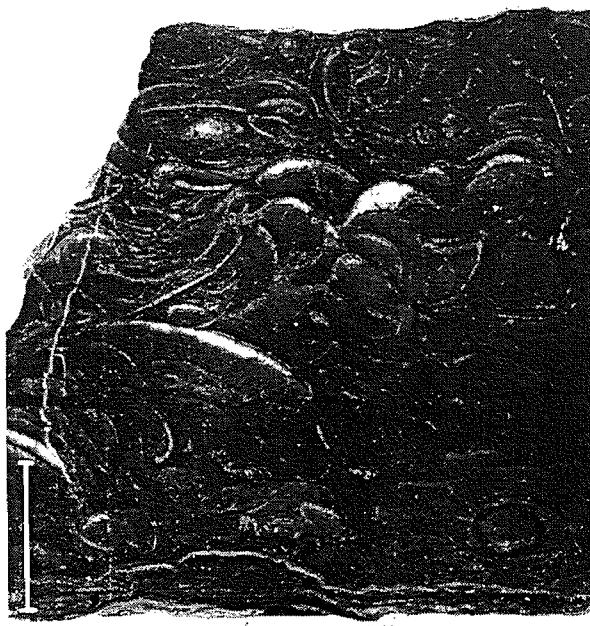


Fig. 18: Lumachelle mit Umbrella-Struktur. Alplihorn-Member, Piz Mitgel (Ela-Decke). Anschliff M 248. Balkenlänge = 2 cm.

Darüber folgt eine Wechsellagerung von dunkelgrauen tonigen Kalken und Mergeln (4). Die mikritischen pyritreichen Kalke enthalten häufig Bivalven, die teils beidklappig und noch in Lebensstellung, meist aber mit isolierten und an der Oberfläche der Bänke eingeregelten Schalen vorliegen (Fig. 17). Typisch sind individuenreiche, aber artenarme Bivalven-Faunen mit vermutlich mehrheitlich endobiontischen Formen (*Palaeocardita austriaca*, *Modiolus* sp., *Gervillia inflata*, *Pinna* sp.) sowie epibiontischen Formen (*Rhaetavicula contorta*). Relativ häufig sind dicht gepackte Lumachellen, die oft an der Basis der Wechsellagerung auftreten. Sie sind teilweise undeutlich gradiert. Die Bivalvenschalen sind oft eingeregelt und zeigen Umbrella-Strukturen (Fig. 18). Häufig können auf der Unter- und Oberseite bonebedartig angereicherte Wirbeltierreste beobachtet werden (Fig. 16). Die isolierten und oft zerbrochenen Zähne, Schuppen und Knochen von Fischen und Reptilien zeigen oft Hinweise auf Präfossilisation (REIF 1971). Diese Lumachellen, die oft über mehrere hundert Meter verfolgt werden können, werden als Sturmbänke (Tempestite) gedeutet. Wiederholte auftretende Stürme führten zur Aufarbeitung der von vielen Muscheln besiedelten Kalk- und Mergelschlammgründen mit bereits eingebetteten Wirbeltierresten. Dabei wurde das aufgewirbelte Material offenbar sehr weit und gleichmäßig verbreitet.

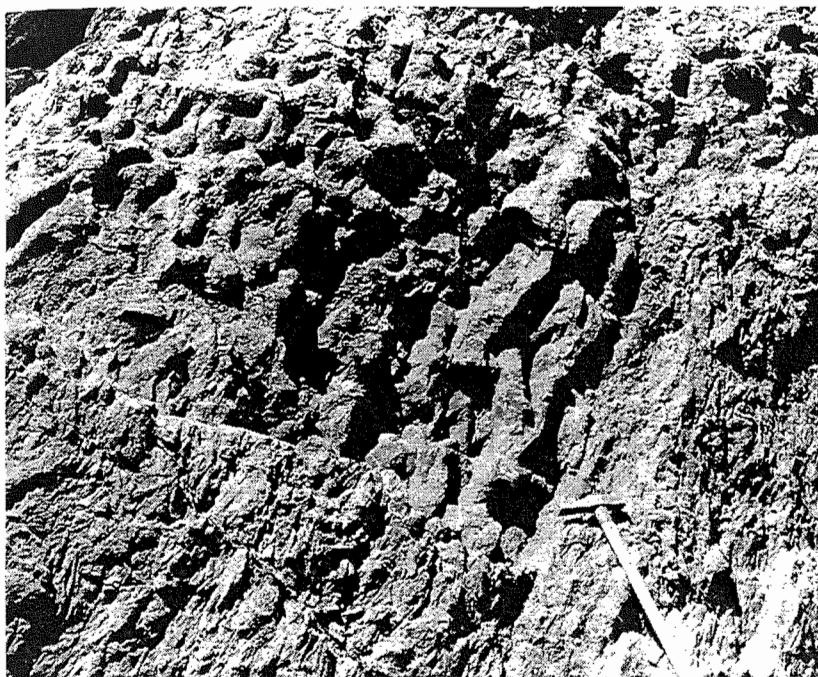


Fig. 19: *Thalassinoides* sp. auf Bankunterseite. Schesaplana-Member, Alplihorn (Silvretta-Decke). Hammerlänge = 50 cm.



Fig. 20: *Bactrylillum* sp. (Kotpillen). Ramoz-Member, Erzhorn-SE-Grat (Aroser Dolomiten). R-I 87. Balkenlänge = 1 cm.

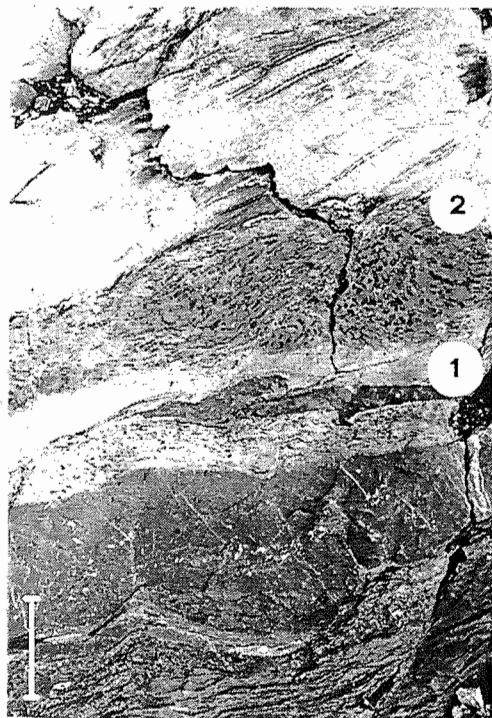


Fig. 21: Korallenkolonien in Mergel und tonigem Kalk: 1 = *Thamnasteria rectilamellosa* WINKLER; 2 = *"Thecosmilia"* *clathrata* EMMRICH (verkehrt liegend). Basis Schesaplana Member, Alplihorn (Silvretta-Decke). Balkenlänge = 10 cm.



Fig. 22: Gebankter Korallenkalk mit *"Thecosmilia"* *clathrata* EMMRICH. Schesaplana-Member, Alplihorn (Silvretta-Decke). Balkenlänge = 10 cm.

Die Kalke und Mergel sind meist von Organismen durchwühlt. Typisch sind verschiedene Wohnbauten, die vor allem an den Kalkbankunterseiten gut erkennbar sind (u.a. *Thalassinoides* [Fig. 19], *Rhizocorallium*, *Diplocraterion*) sowie Kotpillen (*Bactrylillum* sp., Fig. 20). Diese Kalke und Mergel wurden

vermutlich im normalerweise ruhigen, seichten Wasser von weiten Lagunen mit eingeschränkter Zirkulation abgelagert. Der praktisch immer vorhandene, fein verteilte Pyrit deutet auf viel organisches Material in den Sedimenten, die nur oberflächlich besser durchlüftet waren (FABRICIUS 1966).

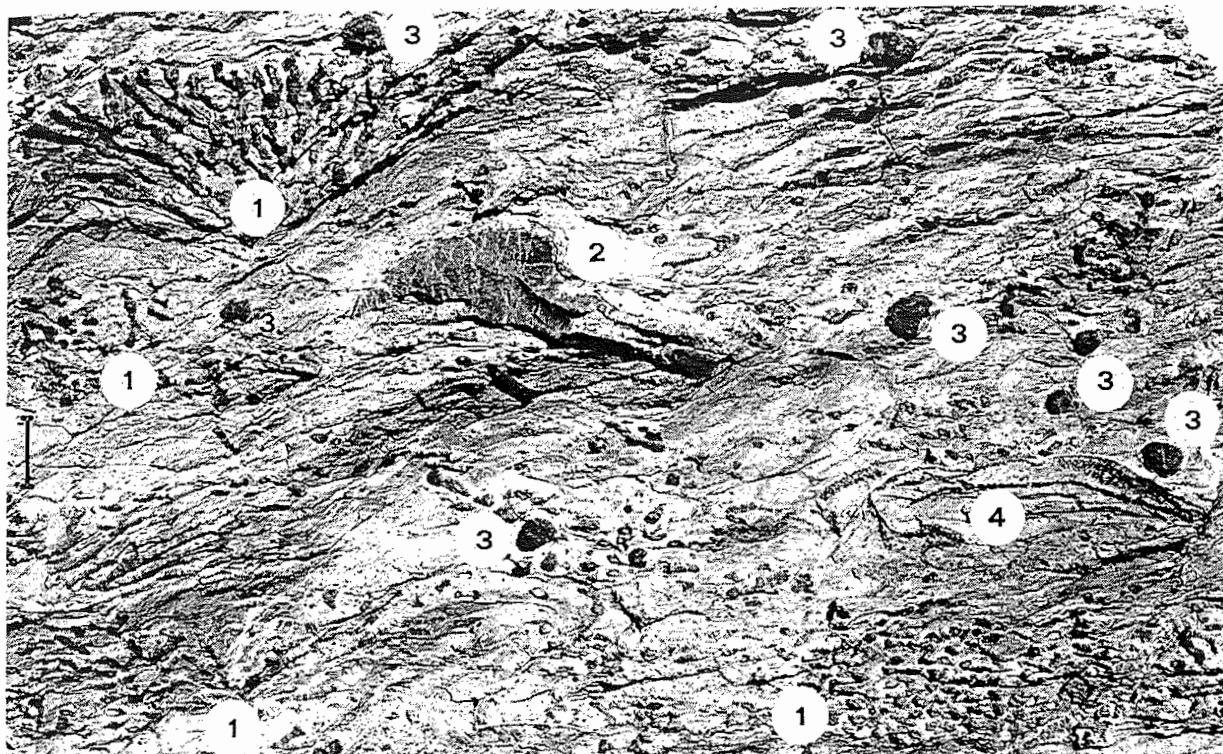


Fig. 23: Korallenkalk mit umgelagerten Korallenkolonien (Tempestit): 1 = "Thecosmilia" clathrata EMMRICH; 2 = *Thamnasteria rectilamellosa* WINKLER; 3 = *Asteraeomorpha crassisepta* REUSS und Sphinctozoen; 4 = *Polytholosia cylindrica* SEILACHER. Basis Schesaplana-Member, Schesaplana (Lechtal-Decke). S-I 58. Balkenlänge = 2 cm.

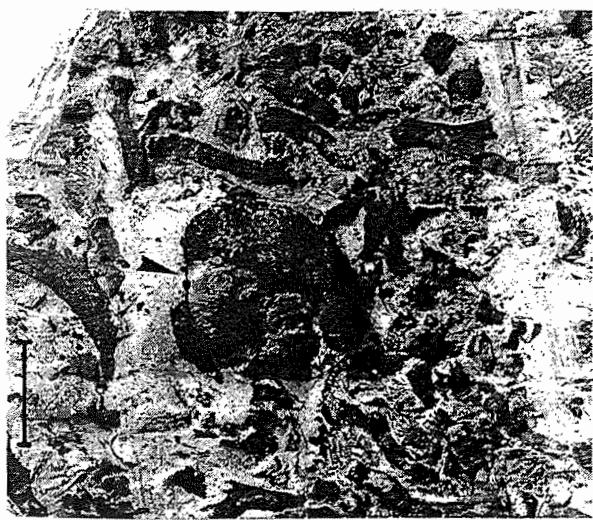


Fig. 24: *Asteraeomorpha crassisepta* REUSS mit Bewuchs durch *Atreta intusstriata* (EMMRICH) (Pfeil). Schesaplana-Member, Murtèr (Terza-Einheit). N-I 156. Balkenlänge = 2 cm.

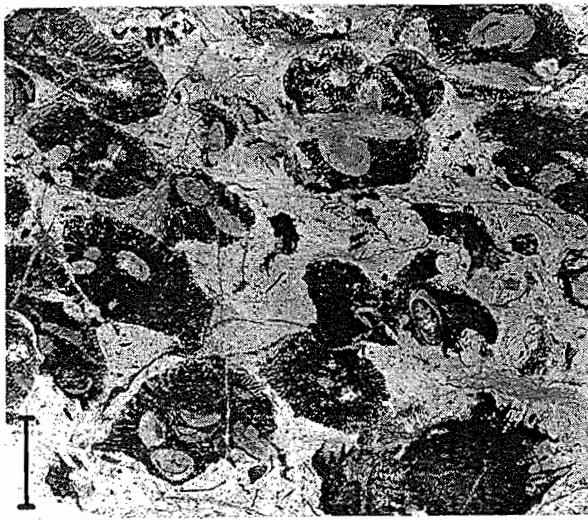


Fig. 25: *Asteraeomorpha crassisepta* REUSS mit Bohrmuschellöchern. Schesaplana-Member, Schafköpfe (Lechtal-Decke). Anschliff S 305. Balkenlänge = 1 cm.

Dieser untere, ton- und mergelreiche Teil der Facies-Abfolge mit seiner typischen Bivalvenfauna entspricht im Prinzip der "Schwäbischen Facies" im Sinne von SUESS & MOJSISOVICS (1868), während die darüber folgenden biostromartigen Korallen- und Brachiopodenkalke (5) die "Karpathische Facies" vertreten. Diese setzen über der Kalk- Mergel-Wechselleagerung, teilweise aber auch direkt über den Schiefertonen und Mergeln ein. Die meist koloniebildenden Korallen sind zum Teil aufrecht, oft aber

auch umgestürzt oder sogar verkehrt liegend in einer dunklen tonig-mikritischen Kalkmatrix eingebettet (Fig. 21 & 22). Neben Einzelkorallen treten viele buschförmig verzweigte, massiv-plattige und knollige Kolonien auf. Seltener finden sich Kalkschwämme (Inozoen und Sphinctozoen) und Hydrozoen. Sie werden begleitet von einer reichen Fauna mit Brachiopoden, Bivalven, Serpuliden, Crinoiden und Echiniden. Korallen und Schwämme sind häufig von sessilen Foraminiferen, Bivalven und Serpuliden bewachsen (Fig. 24 & 26) sowie von Muscheln und anderen Organismen angebohrt (Fig. 25). Verschiedentlich kann diagenetisch gebildeter Cölestin beobachtet werden, der häufig in den Korallenästen, in den Brachiopoden oder in der Matrix auftritt (Fig. 27-29).



Fig. 26: Biomikrit mit Korallenfragmenten und Austernschalen mit aufgewachsenen Serpuliden. Schesaplana-Member, Murtèr (Terza-Einheit). Dünnschliff N-I 136. Balkenlänge = 2 mm.



Fig. 27: Biomikrit mit Korallen und Pseudomorphosen von Dolomit nach Cölestin. Schesaplana-Member, Murtèr (Terza-Einheit). Dünnschliff N-I 125. Balkenlänge = 2 mm.



Fig. 28: Pseudomorphosen von Calcit nach ? Cölestin. Schesaplana-Member, Chrachenhorn (Silvretta-Decke). A 301. Balkenlänge = 1 cm.

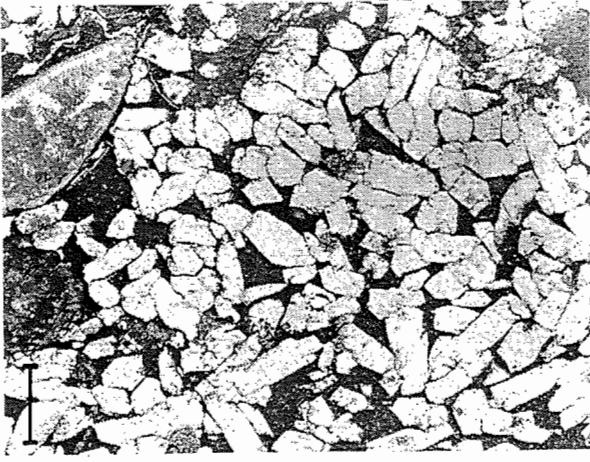


Fig. 29: Cölestinkristalle in Brachiopodenkalk (Biomikrit). Schesaplana-Member, Piz Mitgel (Ela-Decke). Dünnschliff M 28. Balkenlänge = 2 mm.

Die Korallenkalke sind meist gut gebankt und immer wieder von Mergellagen unterbrochen. Sie lassen sich oft über mehrere hundert Meter verfolgen, zeigen aber lateral und vertikal eine stark wechselnde Zusammensetzung. Verschiedentlich können seitliche Verzahnungen von linsenartigen oder knolligen Korallenkalken mit teils brachiopodenreichen grauen und oliven Mergeln nachgewiesen werden. Dabei können einzelne Korallenstücke völlig isoliert in den Mergeln stecken. Dies zeigt, dass mindestens ein Teil dieser Korallenkalke autochthon sind.

Die grossflächigen Korallen- und Brachiopodenrasen haben sich vermutlich zuerst auf mehr oder weniger stabilen Kalkschlammgründen und Schillbänken der ruhigen Lagunen entwickelt, später aber auch auf die anschliessenden Schlickgründe ausgedehnt. Wegen der fehlenden stabilen Unterlage wurden sie aber immer wieder durch tief wirkende Sturmwellen zerstört und umgelagert. Ein Beispiel

eines solchen Tempestits dürfte die 25-60 cm mächtige Korallenkalkbank darstellen, die in der westlichen Lechtal-Decke die Basis des Schesaplana-Members markiert und isoliert in den mergelreichen Sedimenten des Alplihorn-Members auftritt. Diese gute Leitbank (Fig. 23) zeigt eine auffallend konstante Zusammensetzung und lässt sich in der ganzen Schesaplana-Gruppe über mehr als 3 km verfolgen. Eine Bank mit identischem Charakter in analoger stratigraphischer Position kann sogar auf der 14 km entfernten Zalum bei Lorüns beobachtet werden (3.5.1).

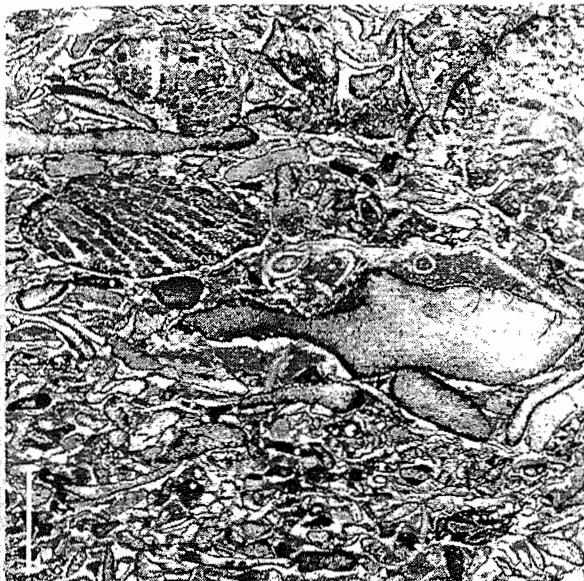


Fig. 30: Biosparit mit abgerollten Korallenfragmenten. Schesaplana-Member, Murtèr (Terza-Einheit). Dünnschliff N-I 96. Balkenlänge = 2 mm.



Fig. 31: Biomikrit mit Korallenfragmenten. Schesaplana-Member, Murtèr (Terza-Einheit). Dünnschliff N-I 131. Balkenlänge = 2 mm.



Fig. 32: Oosparit. Schesaplana-Member. Piz Mitgel (Ela-Decke). Dünnschliff MB 12. Balkenlänge = 2 mm.



Fig. 33: Onkomikrit mit Algen-Foraminiferen-Onkoiden. Schesaplana-Member, Murtèr (Terza- Einheit). Dünnschliff N-I 98. Balkenlänge = 2 mm.

Durch Umlagerung und Eindeckung mit feinem Schlamm wurde das Wachstum der Korallenrasen offensichtlich immer wieder unterbrochen oder mindestens behindert, so dass sich nur sehr selten mehr als meternächtige Korallenbänke oder gar riffartige Strukturen entwickeln konnten. Durch mehrmalige Wiederbesiedlung der verwüsteten Korallenrasen und durch Neubesiedlung der durch die umgelager-

ten, grossflächig verteilten Korallenreste verfestigten Schlammböden entstanden jedoch im Laufe der Zeit mehrere Meter mächtige bankartige Strukturen, die vermutlich zu einem kleinen Reliefunterschied führten.

Da diese Bänke weniger aus gerüstbildenden, sondern vielmehr sedimentfangenden Organismen aufgebaut wurden, müssen sie als "Carbonate mud mounds" (WILSON 1975) oder "Carbonate build-ups" (LONGMAN 1981) bezeichnet werden. Dank diesem Relief konnten sich unter günstigen Bedingungen lokal kleinere echte Riffe oder Riffkomplexe entwickeln, wie sie die Zirmenkopf-Kalke der Lechtal-Decke, des Dukan-Gebiets und der Aroser Dolomiten darstellen. In den Nördlichen Kalkalpen konnten solche "Oberrät-Riffe" bis 250 m mächtig werden (SCHÄFER 1979, SENOWBARI-DARYAN 1980).

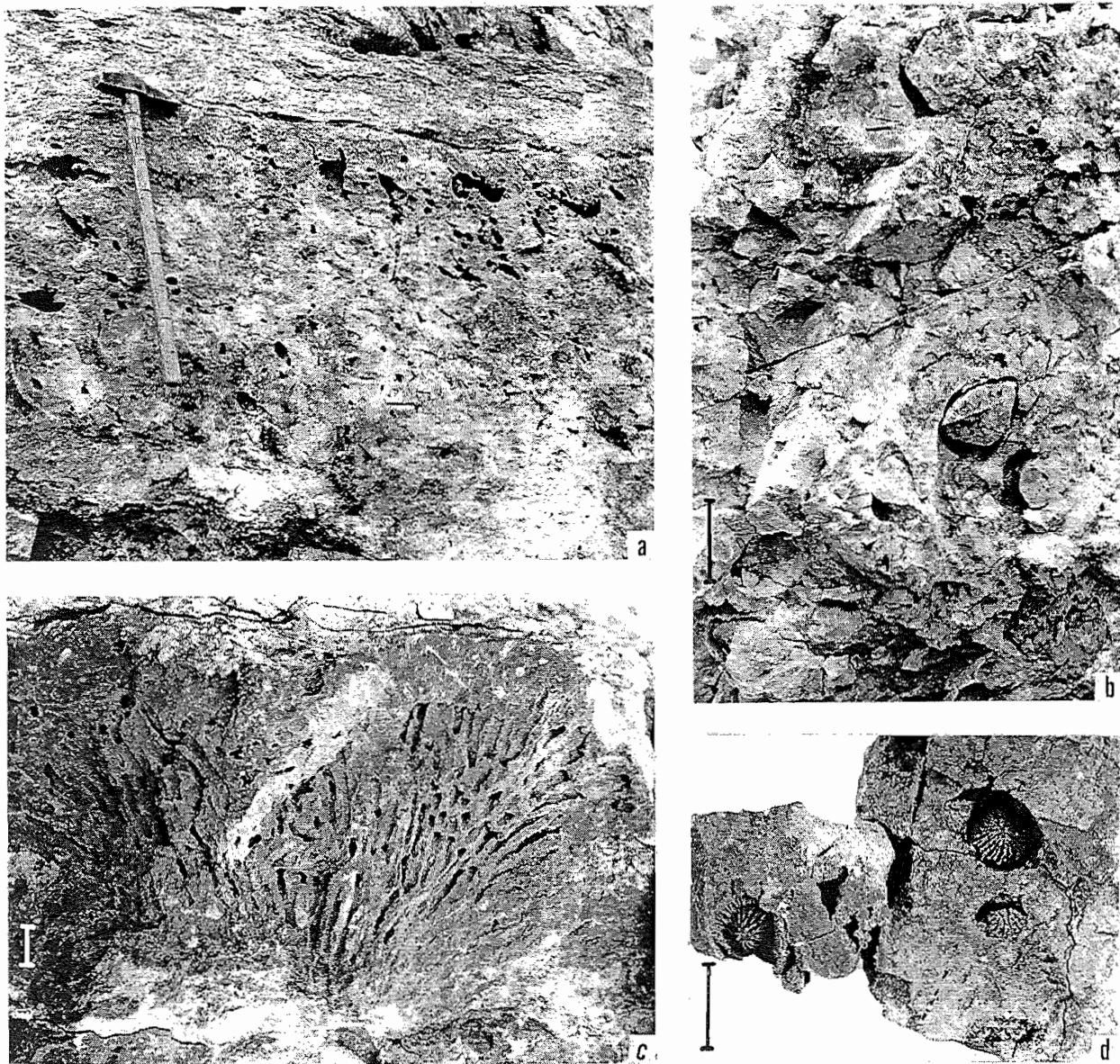


Fig. 34: Calcareit mit gelösten Korallen und Megalodonten. Schesaplana-Member, Murtèr (Terza-Einheit).
a: Kalk mit gelösten Korallen und Megalodonten. Hammerlänge = 50 cm. b: Hohlform und Steinkern von *Conchoodus infraliasicus* STOPPANI. Balkenlänge = 10 cm. c, d: Hohlformen von Korallen. N-I 135. Balkenlänge = 2 cm.

Meistens werden jedoch die dunklen gebankten Korallen- und Brachiopodenkalke mit scharfer, welliger Obergrenze von dunklen Calcareiten (6) überlagert. In den dicht gepackten Biomikriten und Biospariten aus zerbrochenen und abgerollten Korallen-, Brachiopoden- und Bivalven-Hartteilen (Fig. 30 & 31) treten noch vereinzelte Korallenstücke, Brachiopoden und Bivalven (u.a. *Pinna* sp. in Lebensstellung) auf.

Sie gehen in dunkle, gut gebankte Oolithe (7) über, deren Ooide oft rötlich anwittern. Neben gut sortierten Oomikriten und Oospariten, die teilweise verschwemmt sein dürfen, sind häufig schlecht sortierte Biosparite und Bio-Oosparite vertreten, deren Bioklasten oft nur von einer dünnen Kruste

umhüllt sind (Fig. 32). Die Ooide sind meist rekristallisiert, zeigen aber vereinzelt radiale Strukturen. Diese Oolithe sind meist nur geringmächtig. Einzig in der Ela-Decke und in der Terza-Einheit der Engadiner Dolomiten treten mehrere Meter mächtige, gebankte Oolithe auf. Sie können in der Ela-Decke als durchgehendes Niveau über mehr als 20 km verfolgt werden.

Die Calcarenite und Oolithe können als Karbonatsandbarren oder Gezeitendeltas des höheren Subtidal und des Intertidal erklärt werden. Sie gehen lokal in geringmächtige dunkle Onkolithen (8) über, deren 1-5 mm grosse Mikroben- und Foraminiferen-Onkoide zusammen mit nur teilweise umhüllten Bioklasten in mikritischer Matrix liegen (Fig. 33). Eine solche Onkolithbank der Terza-Einheit enthält auffallend viele isolierte und zerbrochene Wirbeltierreste (vor allem *Psephoderma alpinum*).

Diese Oolithe und Onkolithen fehlen jedoch oft, so dass die dunkelgrauen, dünn- bis mittelbankigen Calcarenite (6) direkt in mittel- und hellgraue, dickbankige bis massive Kalke (9) übergehen. Deren teilweise gut sortierte Calcarenite enthalten häufig Einzelkorallen, buschförmige Thecosmilien und Megalodonten (*Conchodus infraliasicus*). Daneben finden sich viele isolierte Stacheln und Gehäuse von Echiniden sowie Kalkalgen (*Thaumatoporella parvovesiculifera*, Fig. 35). Die ursprünglich aragonitischen Hartteile der Korallen und Megalodonten sind gelöst und teilweise durch Calcit, Dolomit oder Cölestin ersetzt. Häufig sind sie auch nur in Hohlformen oder Steinkernen erhalten (Fig. 34). Diese Calcarenite, Korallen- und Megalodontenkalke stellen typische Sedimente des offenen Plattformbereichs dar, dessen offene Buchten, Lagunen und Gezeitengräben durch Karbonatsandbarren gegliedert wurden.



Fig. 35: Bio-Pelsparit mit *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI). Schesaplana-Member, Murtèr (Terza-Einheit). Dünnschliff N-I 150. Balkenlänge = 2 mm.



Fig. 36: Biomikrit mit unvollständig dolomitisierten Foraminiferen (u.a. *Triasina hantkeni* MAJZON). Schesaplana-Member, Murtèr (Terza-Einheit). Dünnschliff N-I 151; gefärbt: dunkel = Calcit, hell = Dolomit. Balkenlänge = 2 mm.

Die Calcarenite werden oben durch einen Hartgrund mit Bohrungen und Limonitkrusten abgeschlossen, oder gehen in hellgraue massive Kalke (10) über, die zum grössten Teil aus Foraminiferen und Peloiden bestehen. Daneben enthalten sie vereinzelt noch Brachiopoden (ausschliesslich *Rhaettina gregaria*). Die Foraminiferen-Fauna besteht vor allem aus Involutiniden (*Triasina hantkeni*, *Auloconus permodiscoides*), die häufig rekristallisiert und teilweise dolomitisiert sind (Fig. 36). Nach PILLER (1978) treten diese Formen hauptsächlich in riffnahen und riffnahen Teil des Hinterriffbereichs, also im offenen und geschlossenen Plattformbereich auf.

Die massigen Foraminiferenkalke werden überlagert von gelb anwitternden, dolomitischen Kalken und kalkigen Dolomiten mit Stromatolithen und Hohlräumgefügen (11) (Fig. 37-39). Neben kleinen Gastropoden treten einzig Ostracoden auf. Diese dolomitischen Laminiten sind wiederholt zerbrochen und als Intraklasten in einer grauen Kalkmatrix eingebettet. Die frühdiagenetisch dolomitisierten und verfestigten Laminiten sind teils möglicherweise durch Schrumpfung oder Thixotropie-Bruch zerbrochen, meist aber von Sturmfluten aufgebrochen und resedimentiert worden (Fig. 38). Solche Klasten können

auch angebohrt sein (Fig. 40). Daneben beobachtet man selten polygonale Trockenrisse (Fig. 41).



Fig. 37: Loferit mit Kleinzyklen: 1 = Mikritischer Kalk mit auf gearbeiteten Lithoklasten des liegenden Dolomits (Tempestit); 2 = Laminierter kalkiger Dolomit mit Hohlräumgefüge; 3 = Massiger Dolomit mit Hohlräumgefüge. Schesaplana-Member, Piz Mitgel (Ela-Decke). Taschenmesser = 9 cm.

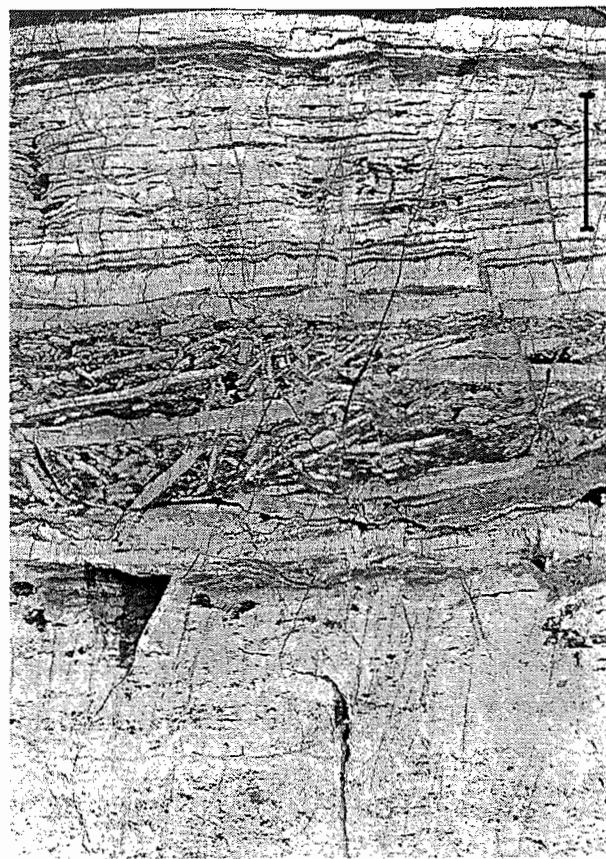


Fig. 48: Kalkiger Dolomit mit Hohlräumgefüge und teilweise aufgebrochener Lamination. Schesaplana-Member, Fil da Stidier (Ela-Decke). Angeätzter Anschliff T-I 127: dunkel = Kalk, hell = Dolomit. Balkenlänge = 2 cm.

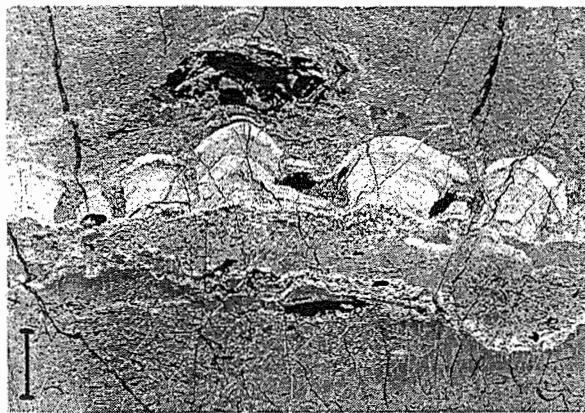


Fig. 39: Kalkiger Dolomit mit Doma-Stromatolithen. Schesaplana-Member, Piz Mitgel (Ela-Decke). Folienabzug M 410: dunkel = Calcit, hell = Dolomit. Balkenlänge = 1 cm.



Fig. 40: Gerundete und angebohrte Lithoklasten aus Dolomit (hell) in Kalk (dunkel). Mitgel-Member, Fil da Stidier (Ela Decke). Angeätzter Anschliff. T-I 186. Balkenlänge = 1 cm.

Vereinzelt auftretende Brachiopoden- und Bivalven-Schillagen dürften ebenfalls durch Sturmfluten abgelagert worden sein. Stromatolithe, Hohlräumgefüge sowie frühdiagenetische Lithifizierung und Dolomitisierung zeigen eine Bildung des höheren Intertidal oder Supratidal an. Sehr selten finden sich in diesen gelben kalkigen Dolomiten auch Pseudomorphosen von Calcit oder Dolomit nach Gips- und Steinsalzkristallen (Fig. 42 & 43). Die idiomorphen Kristalle müssen in abgeschlossenen hypersalinen

Lagunen entstanden sein, die jedoch nie lange Bestand hatten. Bei oder nach der frühdiagenetischen Lösung bildete sich häufig geopetalartig angelagertes Internsediment.

Gelbe laminierte, teils siltige Dolomite (1 2) leiten erneut zu den schwarzen Schiefertonen (1) über.

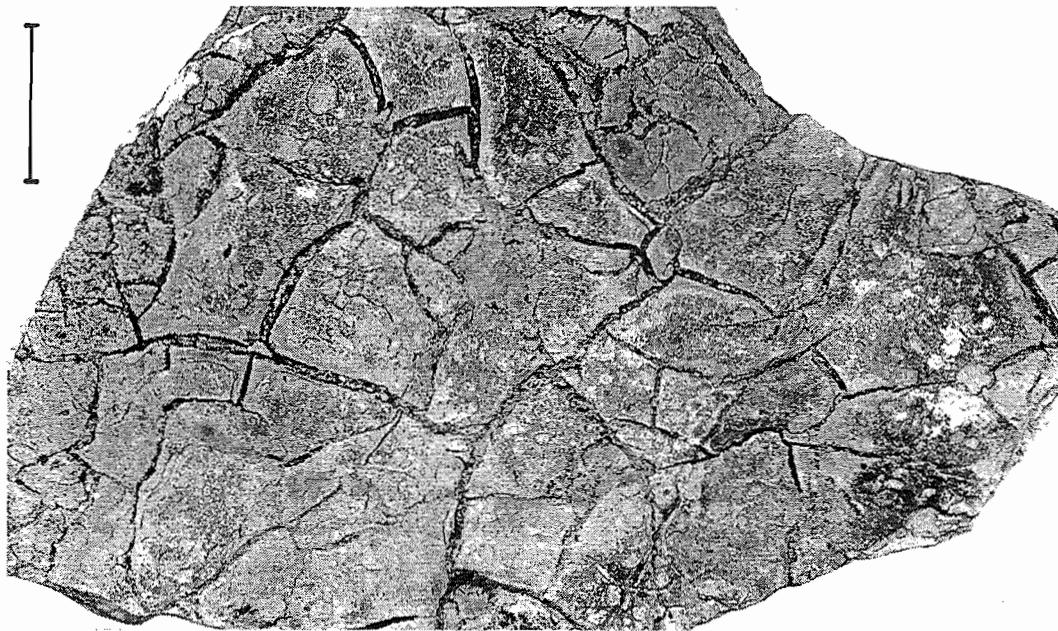


Fig. 41: Unterseite einer dolomitischen Kalkbank mit Ausfüllung von Trockenrissen des liegenden Mergels. Ramoz-Member, Steinbruch Lorüns (Lechtal-Decke). V-I 32. Balkenlänge = 5 cm.



Fig. 42: Pseudomorphosen von Calcit nach Gipskristallen mit geopetal angelagertem Internsediment. Alplihorn-Member, Fil da Stidier (Ela-Decke). Angeätzter Anschliff T 313: dunkel = Calcit, hell = kalkiger Dolomit. Balkenlänge = 1 cm.

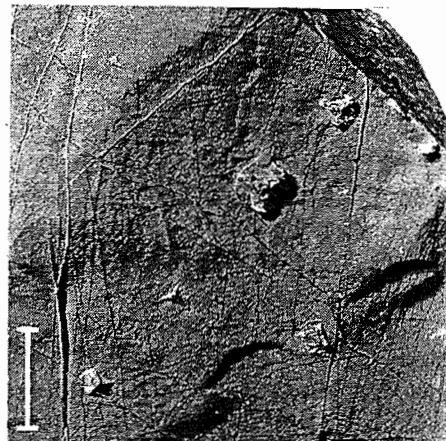


Fig. 43: Pseudomorphosen von Dolomit nach Steinsalz-Kristallen. Ramoz-Member, Aroser-Rothorn-SE-Grat (Aroser Dolomiten). R 17. Balkenlänge = 1 cm.

3.7.2 Vorläufiges Faciesmodell der Kössen-Formation

Die idealisierte Faciesabfolge der Kössen-Formation lässt sich in einen unteren siliziklastischen und einen oberen karbonatischen Abschnitt gliedern. Der transgressive siliziklastische Abschnitt wird bestimmt durch die rasch einsetzende Zufuhr von siliziklastischem Material in Ton- und Siltgrösse und eine gleichzeitige oder nachfolgende Absenkung des Ablagerungsraums vom Supra- ins Subtidal. Der regressive karbonatische Abschnitt entspricht generell einer Verlandungsphase, die durch eine progradierende Küstenlinie erklärt werden könnte. Die vielfältigen Faciesarten und deren effektiv in den Profilen beobachtete Abfolgen erlauben jedoch vorläufig noch keine sichere Interpretation. Möglicher-

weise besteht der beschriebene karbonatische Abschnitt aus einer Kombination von lateral ineinander übergehenden Faciesabfolgen. Da meist nur mehr oder weniger rhythmische oder zyklische Teilequenzen des idealisierten karbonatischen Abschnitts beobachtet werden können, die zudem neben der normalen regressiven oft auch umgekehrte, transgressive Abfolgen zeigen, lässt sich das vorläufig nicht entscheiden. Einige der selteneren Faciestypen waren anscheinend im Normalfall gar nicht ausgebildet, so dass sich die Abfolge stark vereinfacht. Genauere Untersuchungen der Abfolgen und ihrer lateralen Veränderung im Feld, eine umfangreiche Mikrofaciesanalyse und eine quantitative Auswertung mit Hilfe statistischer Methoden könnten vermutlich eindeutigere Aussagen erlauben.

Aus der idealisierten vertikalen Abfolge der Faciestypen lässt sich eine laterale Abfolge von Facieszonen ableiten, die im vorläufigen Faciesmodell der Kössen-Formation in den oberostalpinen Decken Graubündens dargestellt ist (Fig. 44).

Das Modell umfasst im Prinzip einen Teil einer weiten Lagune oder eines seichten Meeresbeckens in geschützter ruhiger Position im Innern einer ehemaligen grossen Karbonatplattform. Dieses Becken wird durch flache Schwelten und Barren gegliedert. Während der grösste Teil des Kössen-Meeres im direkten oder indirekten Einflussbereich einer Schüttung von siliziklastischem Material liegt (von Gezeiten dominierte Deltas?), bilden sich in den von Barren und Schwelten geschützten Stillwasser-Lagunen reine Karbonatsedimente. Durch wiederholte relative Wasserspiegelschwankungen gerieten offenbar aber auch diese Lagunen und Schwelten für kürzere oder längere Zeit in den Einflussbereich der siliziklastischen Schüttung, was zur Ausbildung der beschriebenen Abfolge führte.

Die genaue Ursache solcher Zyklen und relativen Wasserspiegelschwankungen sind noch nicht genügend geklärt (WILSON 1975). Ebenfalls offen bleiben muss die Frage nach der Herkunft des siliziklastischen Materials und der Ursache, die zur Schüttung dieser grossen Mengen von feinstem Verwitterungsschutt in weite Gebiete der Ost- und Südalpen führte. Eine mögliche Erklärung bietet eventuell das Modell der zyklischen und reziproken Sedimentation von MEISSNER (1972).

Ein rezentes Analogon für den Ablagerungsraum der Kössen-Formation fehlt. Das Faciesmodell stellt eine Kombination von Facieszonen dar, die heute in sehr verschiedenartigen, von der Gezeitenwirkung geprägten seichten Randmeeren oder Karbonatplattformen beobachtet werden können. Die besten Vergleichsmöglichkeiten für die Bildung einzelner Faciestypen des siliziklastischen Abschnitts bieten die gut bekannten, klimatisch und materialmäßig aber abweichenden Wattgebiete der Nordseeküste (EVANS 1975, REINECK 1975) oder noch besser die schlammigen, von Gezeiten dominierten Deltas des Colorado Rivers im Golf von Kalifornien (THOMPSON 1975). Die Faciestypen und -zonen des karbonatischen Abschnitts finden sich fast überall im Bereich von rezenten Karbonatwattgebieten des Schelfs oder von isolierten Karbonatplattformen. Die besten Analoga bieten die klassischen Untersuchungen der Bahamas (SHINN et al. 1969, GINSBURG & HARDIE 1975) und vor allem der Südküste des Persischen Golfs (PURSER 1973). Allerdings lassen sich die heute beobachteten, oft recht schmalen Facieszonen nicht direkt auf die Situation in der späten Trias übertragen, da die aktuelle Topographie der Schelfgebiete noch zu stark von den eiszeitlichen Wasserspiegelschwankungen und speziell von der mehr als 100 m betragenden drastischen Absenkung während der letzten Eiszeit geprägt ist (WILSON 1975). Die allgemein sehr breiten Facieszonen der späten Trias weisen auf ein viel schwächeres Relief hin.

Das oben beschriebene Faciesmodell gilt vorläufig nur für die Kössen-Formation der oberostalpinen Decken Graubündens und im engeren Sinne nur für das Schesaplana-Member. Da die Faciesarten des Intertidal und vor allem des Supratidal in den Kössener Schichten der zentralen Nördlichen Kalkalpen nur untergeordnet vertreten sind oder sogar ganz fehlen (v.a. Siltsteine, Dolomite; FABRICIUS 1966), darf es nicht auf diese übertragen werden. Die Kössener Schichten der Kalkalpen werden im allgemeinen als Ablagerungen eines relativ seichten Beckens mit Tiefen von 20-50 m zu Beginn und späteren Schwankungen zu geringerer und grösserer Tiefe betrachtet (FABRICIUS 1966, ZANKL 1971, TOLLMANN 1976). Die oberostalpinen Decken Graubündens lagen offenbar in einem randlichen Bereich des Bildungsraums der Kössen-Formation, wo namentlich die massigen Riffkalke (Steinplatte-Kalk = "Oberräthkalk", "Rätolias-Riffkalk") nur schwach entwickelt sind.

Interessant ist die facielle Interpretation der in den mergelreichen Kössener Schichten eingeschlossenen Korallenkalke (= "Kössener Korallenkalke", "Kössener Riffkalke" im Sinne von FABRICIUS 1966). Sie zeigen sowohl in der tieferen Facies der zentralen Nördlichen Kalkalpen wie auch in der randlichen Facies in Graubünden eine ähnliche facielle und faunistische Zusammensetzung. Durch die enge Verbindung dieser Korallenkalke mit Faciestypen des Intertidal müssen sie im Untersuchungsgebiet als teils autochthone, teils allochthone Korallenbänke des höheren, aber trotzdem ruhigen Subtidal interpretiert werden. Das steht im Gegensatz zu der üblichen Interpretation als Korallenkalke des tieferen Wassers (FABRICIUS 1966, SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN 1981), wobei "tieferes Wasser" immer

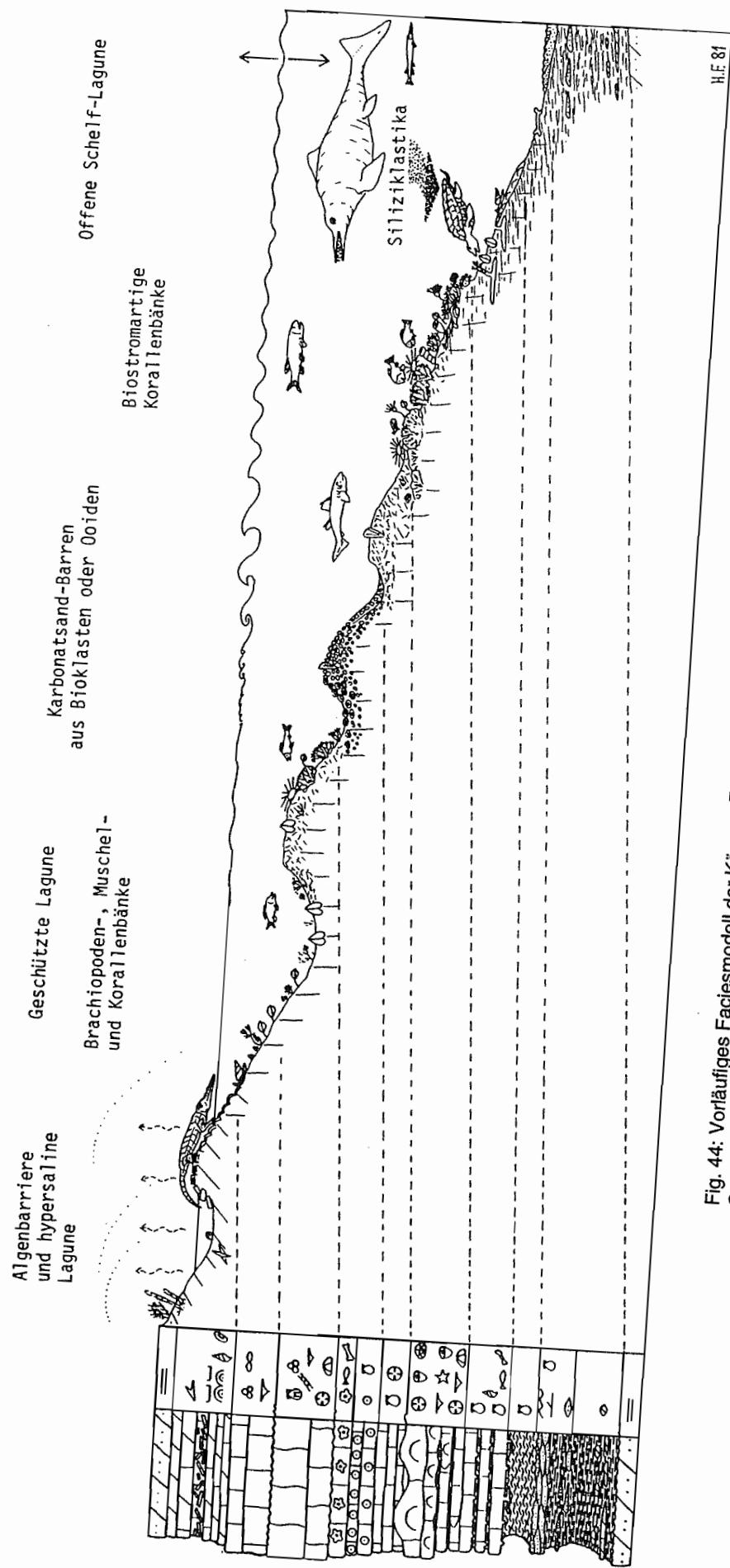


Fig. 44: Vorläufiges Faciesmodell der Kössen-Formation in den oberostalpinen Decken Graubündens (abgeleitet aus der hypothetischen Faciesabfolge, Legende siehe S. 99).

als relative Bezeichnung im Vergleich mit den "Oberrät-Riffen" des Seichtwassers verstanden wurde. Nach SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN (1981) entwickelten sich die eigentlichen Riffe des Seichtwasserstadiums aus einem Tiefer-Wasser-Stadium, dessen organische "Mud mounds" den Kössener Korallenkalken entsprechen.

Das Wachstum der potentiellen Riffbildner dieser rasenartigen Korallenbänke wurde also aufgrund der paläogeographischen Position durch das Bodenrelief, die Wassertiefe, die Wellenbasis und möglicherweise auch durch die Trübung des Wassers kontrolliert.

3.7.3 Facielle Entwicklung

Die oben beschriebene idealisierte Faciesabfolge und das vorläufige Faciesmodell wurden nach Analyse der ganzen Kössen-Formation zusammengestellt. Die in Kapitel 3.4 beschriebenen lithostratigraphischen Untereinheiten umfassen jedoch meist nur einen Teil der Faciestypen und damit auch nur einen Ausschnitt der Faciesabfolge. Im folgenden sei die facielle Entwicklung der Kössen-Formation kurz skizziert.

3.7.3.1 Alplihorn-Member

Das unterste, durchgehend ausgebildete Member der Kössen-Formation besteht vor allem aus mächtigen Schiefertonen, Siltsteinen, Mergeln und Kalk-Mergel-Wechsellagerungen mit Lumachellen sowie seltenen Oolithen und gelben, laminierten kalkigen Dolomiten. Es wird also dominiert durch Ablagerungen des transgressiven siliziklastischen Abschnitts. Das lässt sich am besten durch die starke Zufuhr von terrigenem Detritus bei gleichzeitiger allmählicher oder rascher Absenkung erklären. Das Nachlassen des terrigenen Einflusses und die erneut einsetzende Karbonatbildung führte schliesslich wieder zu einer allmählichen Verlandung. Damit lag offenbar das ganze Untersuchungsgebiet im Bereich von grossen seichten Lagunen auf der ehemaligen Hauptdolomit-Karbonatplattform. Mit zunehmender Absenkung im Verlauf der späten Trias weiteten sich die ursprünglich wohl noch isolierten Lagunen immer mehr aus und vereinigten sich zu einer schwach gegliederten Gross-Lagune oder einem seichten Meeresbecken mit eingeschränkter Wasserzirkulation.

3.7.3.2 Schesaplana-Member

Im Rhaetian öffnete sich anscheinend dieses Meeresbecken zum offenen Meer hin. Die verstärkte Zirkulation führte zu einer Verbesserung der Lebensbedingungen, so dass Korallen, Brachiopoden, Crinoiden und Echiniden einwandern konnten. Damit entwickelten sich die ersten bistromartigen Korallenbänke des Schesaplana-Members, die jedoch anfänglich nach kurzer Zeit jeweils wieder von mergelreichen Sedimenten des Alplihorn-Typs eingedeckt wurden. Die fehlende biostratigraphische Einstufung erlaubt leider keine Aussage, ob diese Korallenkalke in den verschiedenen Decken gleichzeitig oder verschiedenartig einsetzen. Das Schesaplana-Member umfasst praktisch alle beschriebenen Faciestypen und zeigt häufig Teilzyklen der idealisierten Abfolge. Besonders deutliche regressive, aber auch transgressive Teilzyklen des karbonatischen Abschnitts können in der Ela-Decke und in der Terza-Einheit der Engadiner Dolomiten beobachtet werden, in denen auch die Oolithe am mächtigsten ausgebildet sind. Das Faciesmodell lässt sich also besonders gut auf diese Decken anwenden. Dagegen haben sich im Ostteil der Ortler-Einheit keine oder nur sehr geringmächtige Korallen- und Brachiopodenkalke entwickeln können.

3.7.3.3 Zirmenkopf-Kalk

Aus den gebankten Korallenkalken des Schesaplana-Members konnten sich lokal echte ökologische Riffe und Riffkomplexe entwickeln, die bis 50 m mächtige, linsenförmige Kalkmassen bilden. Deren Aufbau und Zonierung konnten im Rahmen dieser Arbeit nicht genauer untersucht werden. Die beobachteten Faciestypen und Faunen entsprechen aber recht gut denjenigen der "Oberrät-Riffe" der Nördlichen Kalkalpen im Salzburger Raum, die von SCHÄFER (1979) und SENOWBARI-DARYAN (1980) detailliert untersucht und analysiert wurden.

Eigentliche Korallenriffe finden sich nur in der Lechtal-Decke, wo sie in den Steilwänden der Schesaplana besonders schön zu erkennen sind (Fig. 3). Daneben treten aber mächtige massive Riffschuttkalke, Karbonatsande, Onkolithen, Megalodonten- und Foraminiferenkalke sowie kalkige Dolomite und Stromatolithe des weiteren Riff- und Hinterriffbereichs auf. Solche massigen Karbonate des Riffkomplexes finden sich ebenfalls noch am Alplihorn in der Silvretta-Decke und am Aroser Rothorn in den

Aroser Dolomiten. Jene bis 25 m mächtigen Zirmenkopf-Kalke des Hinterriffbereichs dürften sich im Schutze von Riffen entwickelt haben, wie sie in der Lechtal-Decke auftreten. Die Riffe selber sind aber in den beiden zentralostalpinen Decken nicht mehr nachweisbar.

Im Gegensatz zu den zentralen Nördlichen Kalkalpen, wo sich bis 250 m mächtige Riffkomplexe entwickeln konnten, wurde die Riffbildung im Untersuchungsgebiet bald wieder durch Sedimente des Intertidal (dolomitische Stromatolithe und Loferite) und mehr oder weniger mächtige siliziklastische Einschaltungen des Ramoz-Members unterbrochen.

3.7.3.4 Ramoz-Member

Die dem Alplihorn-Member recht ähnlichen mergelreichen Schichten des Ramoz-Members setzen meist über dem Schesaplana-Member oder den Zirmenkopf-Kalken ein und können sich auch seitlich damit verfingern. Sie werden dominiert durch olive Mergel, Kalk-Mergel-Wechsellegerungen, einzelne Korallenkalke sowie massive Foraminiferen- und Kotpinnenkalke. Die übrigen Faciestypen sind nur untergeordnet vertreten. Der Ablagerungsraum des Ramoz-Members umfasste also vermutlich grosse, wenig gegliederte Lagunen des offenen und geschlossenen Plattformbereichs, die sich im Einflussbereich der siliziklastischen Schüttung hinter den Korallenbänken und Riffkomplexen des Schesaplana-Members und der Zirmenkopf-Kalke ausdehnten.

3.7.3.5 Mitgel-Member

Die überwiegend karbonatischen Serien des Mitgel-Members setzen über dem Ramoz-Member ein und können sich auch seitlich damit verfingern. Die dominierenden Faciestypen (Kalk-Mergel-Wechsellegerungen, Oolithe, massive Foraminiferen- und Kotpinnenkalke, gelbe dolomitische Laminiten, Stromatolithe und Loferite) deuten auf einen Ablagerungsbereich im offenen bis geschlossenen Plattformbereich hin, der weitgehend von der Zufuhr von siliziklastischem Material abgeschirmt war.

4 Schwellen- und Plattformsedimente des Lias

4.1 Schattwald-Schichten (informell)

4.1.1 Begriff, Historisches

Seit REISER (1920) werden in den Nördlichen Kalkalpen geringmächtige rote Tone und Mergel im oberen Teil oder im Hangenden der "Kössener-Schichten" als Schattwald-Schichten bezeichnet (nach Schattwald im Tirol / A). Begriff, Umfang und stratigraphische Stellung sind jedoch seit langem in Diskussion (TOLLMANN 1976). WÄHNER (1903) bezeichnete ähnliche bunte, mergelige Kalke innerhalb des "Weissen Riffkalks" (Steinplatte-Kalk) als "Oberrhätischen Mergelkalk". FABRICIUS (1966) beschränkte den Begriff Schattwald-Schichten auf rote tonige Einschaltungen innerhalb der Kössen-Formation, während er ockerfarbene und rote mergelige Schichten direkt unter ammonitenbelegtem Unterlias als "Oberrhätische Grenzschichten" bezeichnete. Nach RICHTER (1978) treten in den Vorarlberger Alpen Schattwald-Schichten im unteren Teil des oberen Drittels der "Kössener Schichten" auf. Eine eingehendere Untersuchung der Schattwald-Schichten und ein Vergleich mit den lithologisch ähnlich ausgebildeten Kalksburger und Grestener Schichten (TOLLMANN 1976) steht noch aus. In den oberostalpinen Decken Graubündens sind Schattwald-Schichten nur in der Lechtal-Decke und in den Aroser Dolomiten ausgebildet.

4.1.2 Charakterisierung

In der westlichen Lechtal-Decke bestehen die Schattwald-Schichten aus einer Wechsellagerung von bunten (roten, braunen, grünen, oliven und grauen) siltführenden Schiefertonen, Mergeln, Kalken und Siltsteinen. Die Gesteine sind häufig laminiert, selten normal gradiert, und enthalten oft viele Intra-klasten und lokal Gerölle aus aufgearbeitetem grauem Zirmenkopf-Kalk, der meist die Unterlage der Schattwald-Schichten bildet. Die Gerölle sind in der Regel wenige Zentimeter gross, von fladenförmiger Gestalt und vielfach von Muscheln angebohrt. Daneben können auch grossflächig ausgebildete Trockenrisse auftreten. Fossilien sind nicht selten. Speziell die Kalkbänke führen oft reichlich Foraminiferen, Brachiopoden, Bivalven (u.a. *Cardinia* sp., *Oxytoma* sp.) und Echinidenstacheln.

Die Schattwald-Schichten sind in der Regel 6-10 m mächtig. Morphologisch äussern sie sich als stark zurückwitterndes Band über den massigen Zirmenkopf-Kalken.

4.1.3 Abgrenzung

Die Schattwald-Schichten unterscheiden sich durch ihre bunten Farben und den hohen Siltgehalt von allen Membern der Kössen-Formation, aber auch vom Adnet- und Hierlitz-Kalk und der Allgäu-Formation. Fehlen die roten und grünen Farben, so wird die Abgrenzung schwierig.

Untergrenze: a) Siehe 3.4.3.4 Obergrenze Ramoz-Member.
b) Siehe 3.4.5.4 Obergrenze Zirmenkopf-Kalk.

Obergrenze: Über den obersten bunten Schiefertonen und Siltsteinen, die
a) unter dickbankigen bis massigen Kalken des Culmet-Kalks, des Lorüns-Ooliths, der Adnet- und Hierlitz-Kalke;
b) unter der dunkelgrauen Wechsellagerung von kieseligen Kalken und Mergeln der Allgäu-Formation auftreten.

4.1.4 Regionale Ausbildung

4.1.4.1 Lechtal-Decke (Taf. 1)

Die Schattwald-Schichten sind im Steinbruch Lorüns am markantesten ausgebildet. Im unteren Teil, über dem Zirmenkopf-Kalk, dominieren Schiefertone, die vereinzelt, bis 30 cm grosse kantige Gerölle aus Zirmenkopf-Kalk enthalten. An der Steinbruchwand sind polygonale Trockenrisse von 20 - 50 cm Durchmesser grossflächig aufgeschlossen (Fig. 45). Im oberen Teil der ca. 6 m mächtigen Schattwald-Schichten können in einem dunkelgrauen Mergel und einer Kalkbank lokal angereicherte, meist mehrere Zentimeter grosse, graue Kalkgerölle von fladenartiger Form beobachtet werden. Sie sind meist von Muscheln angebohrt und zeigen selten oberflächliche Schrumpfungsrisse (Fig. 47). Die Gerölle enthalten teilweise Triasinen (Fig. 48) und dürften wahrscheinlich aus dem liegenden Zirmenkopf-Kalk

stammen. Aber auch die meisten Kalke enthalten sehr viele, gut gerundete Intraklasten, Peloide und vermutlich aufgearbeitete Foraminiferen, die ebenfalls aus dem Zirmenkopf-Kalk stammen dürften. Die Schattwald-Schichten führen im untersten und obersten Teil reichlich Fossilien: Foraminiferen, seltene Korallenfragmente, Brachiopoden, Bivalven (Austern, *Oxytoma* sp., *Rhaetavicula contorta* [PORTLOCK]) und viele Echinidenstacheln. Dabei sind diese Fossilien häufig von Limonit imprägniert. Über den Schattwald-Schichten folgt der massive, 20-25 m mächtige Lorüns-Oolith, der in den Hierlatz-Kalk übergeht.

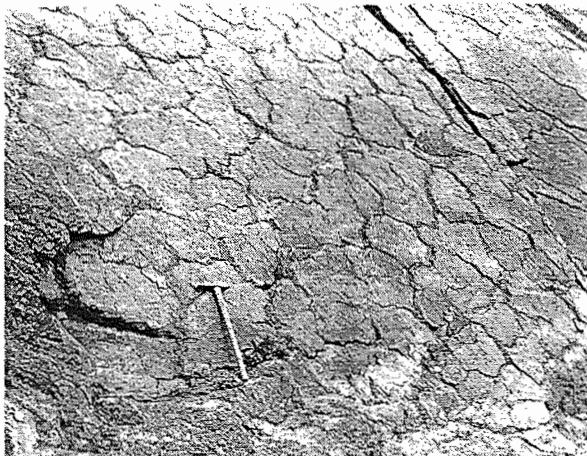


Fig. 45: Trockenrisse in siltigem Mergel. Schattwald-Schichten, Steinbruch Lorüns (Lechtal-Decke). Hammerlänge = 50 cm.



Fig. 46: Eingekippte Schalen von *Oxytoma* sp. in Siltkalk. Schattwald-Schichten, Schesaplana (Lechtal-Decke). Balkenlänge = 10 cm.



Fig. 47: Angebohrte Gerölle von Zirmenkopf-Kalk in Schattwald-Schichten. Steinbruch Lorüns (Lechtal-Decke). a: Schichtfläche mit von Muscheln angebohrten und von Austern bewachsenen Gerölle. V 82. Balkenlänge = 5 cm.



b: Angebohrtes Geröll mit Schrumpfungsrisse. V 51. Balkenlänge = 2 cm.

In der Schesaplana-Gruppe liegt am Kleinen Zirmenkopf über einem nur 7 m mächtigen Zirmenkopf-Kalk eine dünnbankige Wechsellagerung von oliven Mergeln, dunkelgrauen Kalken und braunen Siltsteinen, die neben häufigen Fressbauten nur wenige Bivalven (*Oxytoma* sp.) enthalten. Die ca. 10 m mächtigen Schattwald-Schichten werden von Adnet-Kalk überlagert.

Am Schesaplana-Nordgrat (Profil S-I) liegen basal rote und grüne Schiefertone sowie olive Mergel, braune Siltsteine mit *Oxytoma* sp. (Fig. 46) und dunkelgraue Kalke über scharf abgeschnittenem Zirmenkopf-Kalk. Dieser wird durch mehrere Meter tiefe, zentimeterbreite Spalten und unregelmäßig begrenzte Hohlräume durchbrochen, die teilweise randlich mit einem palisadenartigen Calcitzement, oft aber direkt von gelbem oder rötlichem tonigem Kalk gefüllt sind (Fig. 52). Die breiteren Spalten sind mit eckigen Komponenten aus Zirmenkopf-Kalk oder Schattwald-Schichten gefüllt (Fig. 57) und werden

bereits zum Adnet-Kalk gezählt.

An den Schafköpfen liegen ca. 8 m mächtige Schattwald-Schichten über Zirmenkopf-Kalk und werden ihrerseits vom Adnet-Kalk überlagert.



Fig. 48: Geröll von Zirmenkopf-Kalk (oben rechts) mit *Triasina hantkeni* MAJZON (Pfeile) in siltführendem Biomikrit. Schattwald-Schichten, Steinbruch Lorüns (Lechtal-Decke). Dünnschliff V-I 206.
Balkenlänge = 1 mm.



Fig. 49: Intramikrit - Intrasparit mit gerundeten Lithoklasten und vermutlich aufgearbeiteten, von Limonit imprägnierten Foraminiferen (*Triasina hantkeni* MAJZON). Schattwald-Schichten, Steinbruch Lorüns (Lechtal-Decke). Dünnschliff V-I 115.
Balkenlänge = 1 mm.

4.1.4.2 Aroser Dolomiten (Taf. 3)

In den Aroser Dolomiten geht das Ramoz-Member der obersten Kössen-Formation in eine 8 m mächtige Wechselleagerung von braunen Siltkalken und oliven Mergeln über, die aufgrund ihrer braunen Farbe, der häufig auftretenden Bivalven *Oxytoma* sp. und *Cardinia* sp. sowie der stratigraphischen Stellung unter dem Culmet-Kalk zu den Schattwald-Schichten gestellt werden.

4.1.5 Biostratigraphie

Die Schattwald-Schichten konnten bisher nicht sicher datiert werden. Im Profil des Steinbruchs Lorüns konnten einige schlecht erhaltene Exemplare von *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK) gefunden werden. Die ebenfalls beobachteten, von Limonit imprägnierten Exemplare von *Triasina hantkeni* MAJZON (Fig. 49) dagegen sind wahrscheinlich aufgearbeitet. Die Schattwald-Schichten wurden im Trias-Jura-Grenzbereich abgelagert, da im hangenden Lorüns-Oolith ein Ammonit (*Discamphiceras* sp.) des späten Früh-Hettangian gefunden wurde. In der Schesaplana-Gruppe werden die Schattwald-Schichten vom Adnet-Kalk mit Ammoniten des frühen Hettangian (*Psiloceras* sp.) überlagert.

4.1.6 Faciesanalyse

Die Schattwald-Schichten mit ihren geringmächtigen bunten Schiefertonen, Siltsteinen, Mergeln und Kalken mit den aufgearbeiteten und angebohrten Zirmenkopf-Kalk-Geröllen (Fig. 47 & 48) und den Trockenrissböden (Fig. 45) stellen vermutlich die Ablagerungen einer kurzen Regressionsphase dar, die zu einer starken Zufuhr von terrigenem Detritus führte. Gleichzeitig gerieten Teile der höchsten Kössen-Formation (Zirmenkopf-Kalk) in den inter- bis supratidalen Bereich, was zu einer frühdiagenetischen Lithifizierung, Aufarbeitung und Lösung der massigen Kalke des Riffkomplexes führte. Dies wird belegt durch unregelmäßige Hohlräume, die oft eine mehrphasige Füllung aus eckigen Intraklasten und gelb-

rotem laminiertem feinkörnigem Kalk aufweisen (Fig. 52). Die oft geopetale Anlagerung setzt teils direkt auf dem unregelmässigen Rand, meist aber über einer millimeterdicken Anlagerung von radialstrahligem Faserzement A ein. Restliche Hohlräume sind von Blockzement B verfüllt. Das Gefüge und das Fehlen von Mikrofossilien lassen eine Deutung als "vadosen Silt" möglich erscheinen, was auf Frühdiagenese durch meteorische Porenwässer im vadosen oder phreatischen Bereich zurückgeführt werden kann. Dies wird bestätigt durch die Lösung der ursprünglich aragonitischen Hartteile von Korallen und Megalodonten. Einzelne frühdiagenetisch gelöste Megalodontenschalen wurden ebenfalls von rotem Kalk oder Mergel gefüllt. Die unregelmässigen Hohlräume können also am besten als Karstphänomene gedeutet werden.

Im Zirmenkopf-Kalk treten auch senkrecht oder schräg zur Bankung verlaufende Spaltensysteme auf, deren stellenweise mehrphasige Sedimentfüllung ein mehrmaliges Aufreissen beweist (Fig. 51). Da breitere Spalten an der Schesaplana noch eckige Komponenten aus aufgearbeiteten Schattwald-Schichten (Fig. 56) enthalten und teilweise direkt von Adnet-Kalk überlagert werden, dürften sie erst nach Ablagerung der Schattwald-Schichten entstanden sein. Vergleichbare Spaltenfüllungen finden sich auch im Lorüns-Oolith (Steinbruch Lorüns, Fig. 53) sowie im Zirmenkopf-Kalk des Bergüner Steins und bei Plang Ses der Ela-Decke unter Hierlatz-Kalk (Fig. 54 & 55, siehe 4.5.6).

4.2 Culmet-Kalk (neu, informell)

4.2.1 Begriff

Ableitung vom Piz Culmet, P. 2652, südöstlich des Erzhorns / GR (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1216 Filisur, 768 020/178 500/2652). Profil R-I (Taf. 3). Mit Culmet-Kalk wird eine auffallend massig erscheinende, stufenbildende Kalkrippe von 7-10 m Mächtigkeit bezeichnet, die in den Aroser Dolomiten zwischen den Schattwald-Schichten und den Alpisella-Schichten der Allgäu-Formation; in der Ortler-Einheit zwischen dem Mitgel-Member der Kössen-Formation und den Alpisella-Schichten auftritt.

4.2.2 Charakterisierung

Der Culmet-Kalk besteht aus einer massig erscheinenden Abfolge von mittel- bis dickbankigen, teils massigen Kalken von mittel- bis hellgrauer Farbe. Die mikritischen Kalke sind fossilarm (neben Peloiden finden sich Bivalven, Ostracoden und Echinodermenreste) und führen vereinzelte Adern oder Knollen von dunklem Hornstein.

4.2.3 Abgrenzung

Der Culmet-Kalk lässt sich in seiner typischen, rippen- oder stufenbildenden Ausbildung durch die einheitlich graue Farbe, die Fossilarmut und die fehlenden Mergelzwischenlagen gut von allen benachbarten Einheiten abgrenzen. Die Grenzen sind allerdings nie scharf.

Untergrenze: a) Siehe 3.4.4.4 Obergrenze Mitgel-Member.
b) Siehe 4.1.3 Obergrenze Schattwald-Schichten.

Obergrenze: Unter der dünnbankigen Wechsellagerung von dunkelgrauen kieseligen Kalken und Mergeln der Alpisella-Schichten.

4.2.4 Regionale Ausbildung

4.2.4.1 Aroser Dolomiten (Taf. 3)

Der Culmet-Kalk besteht aus einer 6-7 m mächtigen rippenbildenden Abfolge von hellgrauen mittelbankigen Kalken, die vereinzelt schwache Verkieselungen zeigen und oben in Alpisella-Schichten übergehen.

4.2.4.2 Ortler-Einheit der Engadiner Dolomiten (Taf. 6)

Der Culmet-Kalk ist in der Ortler-Einheit nur zwischen der Valle di Livigno und dem Lago di Cancano

erhalten geblieben. Er besteht unten aus gebankten, oben aus massigen Kalken, die in ihrem obersten Teil kugelige und linsenförmige Verkieselungen enthalten. Diese 10 m mächtige, helle rippenbildende Kalkbank ist ein guter Leithorizont, der schon seit SCHLAGINTWEIT (1908) verwendet wird.

Westlich der Valle di Livigno ist der Culmet-Kalk durch die liassische Erosion aufgearbeitet worden und nur noch in grossen Blöcken der Megabreccien nachweisbar. Vom Lago di Cancano gegen Osten sind der Culmet-Kalk und die jüngeren Anteile der Kössen-Formation durch die alpine Tektonik abgeschnitten worden.

4.2.5 Biostratigraphie

Der Culmet-Kalk liegt in den Aroser Dolomiten über untypischen Schattwald-Schichten und geht oben in Alpisella-Schichten mit Ammoniten des "mittleren" Hettangian über. Damit dürfte der Culmet-Kalk noch ins frühe Hettangian zu stellen sein. Dasselbe gilt für den Culmet-Kalk der Ortler-Einheit östlich der Valle di Livigno, der von Alpisella-Schichten und Naira-Kalk des späten Hettangian überlagert wird.

4.2.6 Faciesanalyse

Der Culmet-Kalk lässt sich faciell nicht sicher einordnen, dürfte jedoch im geschützten Bereich eines sich allmählich vertiefenden seichten Beckens entstanden sein.

4.3 Lorüns-Oolith (neu, informell)

4.3.1 Begriff, Historisches

Ableitung vom Steinbruch Lorüns, wo dieser hellgraue, oolithisch-onkolithische Kalk für die Zementproduktion abgebaut wird ("Geiselstein-Oolith" in BERTLE et al. 1979). In früheren Arbeiten wurden diese Kalke zusammen mit den liegenden Schattwald-Schichten und den Zirmenkopf-Kalken als "Oberrhätikalk" oder "Rhätolias-Kalk" bezeichnet (JACOBSHAGEN 1965, RICHTER 1978).

4.3.2 Charakterisierung

Im Steinbruch Lorüns besteht der Lorüns-Oolith aus einer 20-25 m mächtigen, massigen Abfolge von schlecht gebankten, dunkel- bis hellgrauen Kalken, die meist als Onkolithe oder Oolithe ausgebildet sind. Neben reinen Onkolithen und häufigen Mischtypen treten nur im obersten Teil reine Oolithe auf. Onkoide (Durchmesser 1-10 mm) und Ooide (1 mm) liegen meist in einer mikritischen Kalkmatrix und enthalten oft Echinodermenreste als Kern. Daneben treten immer wieder Intraklasten auf. Grössere Fossilien sind selten. Einzig an der Basis finden sich häufig Echinidenstacheln und seltene Brachiopoden. Im unteren Teil fanden sich erstmals auch Ammoniten. Das grössere, bestimmbare Stück (*Discampiceras* sp.) wurde von Herrn J. Vincenz (Ludesch / Vorarlberg) gefunden und freundlicherweise zur Verfügung gestellt.

Die Oolithe und Onkolithe im obersten Teil zeigen Schrägschichtung und gehen in dickbankige, graue und rötliche Crinoidenkalke des Hierlatz-Kalks über.

Der massige Lorüns-Oolith wird von unregelmässigen Spaltensystemen und Hohlräumen durchbrochen, die oft randliche Calcit-Zementsäume und eine Füllung aus feinem grauem, gelbem oder rötlichem Kalk aufweisen. Häufig zeigen sie aber auch unvollständige Füllungen aus schlecht sortierten Breccien, wobei die restlichen Hohlräume durch Sparit eingenommen werden (Fig. 53). Die Spalten können vereinzelt bis 1 m breit und mehrere Meter tief sein. In solchen Fällen sind sie von groben Breccien mit bis 10 cm grossen, kantigen Komponenten aus Lorüns-Oolith und des hangenden Hierlatz-Kalks und einer rötlichen, echinodermenführenden Kalkmatrix gefüllt. Leider können diese Phänomene in der durch Sprengungen zerrissenen Steinbruchwand nur schlecht studiert werden.

4.3.3 Abgrenzung

Der Lorüns-Oolith unterscheidet sich durch seine massigen oolithisch-onkolithischen Kalke deutlich von den meisten übrigen benachbarten Formationen und Membren. Nur vom liegenden Zirmenkopf-Kalk und vom hangenden Hierlatz-Kalk kann er nicht immer eindeutig abgegrenzt werden. Diese Situation tritt anscheinend weiter im Osten der Lechtal-Decke, zum Beispiel an der Roten Wand (Klostertaler Alpen) auf (OTTE 1972, HELMCKE 1974), wo trennende siliziklastische Einschaltungen (Schatt-

wald-Schichten) fehlen ("Rätolias-Riffkalk" im Sinne von FABRICIUS 1966).

- Untergrenze: Siehe 4.1.3 Obergrenze Schattwald-Schichten.
 Obergrenze: Über den letzten massigen Oolithen und Onkolithen, die unter Echinodermenkalke des Hierlatz-Kalks auftreten.
 Referenzprofil: Steinbruch Lorüns, Vorarlberg / A (Lk. d. CH 1: 50 000, Blatt 238 Montafon)
 Profil V-I (Taf. 1), 782 600/223 400/660. Durch den fortschreitenden Abbau im Steinbruch ändern sich die Aufschlussverhältnisse immer wieder.

4.3.4 Biostratigraphie

Der Lorüns-Oolith im Steinbruch Lorüns (Lechtal-Decke) setzt im frühen Hettangian ein, da in seinem unteren Teil ein Ammonit (*Discamphiceras* sp.) des späten Früh-Hettangian gefunden wurde. Er dürfte bis in den Hettangian -Sinemurian-Grenzbereich hinaufreichen.

4.3.5 Faciesanalyse

Die massigen hellgrauen Onkolithe und Oolithen mit meist mikritischer Kalkmatrix (Fig. 50) sind als Ablagerungen im geschützten Teil des Plattformrandes oder einer seichten Schwelle zu erklären. Der stärkere Einfluss des offenen Meeres wird durch die vor allem im untersten Teil auftretenden Echiniden, Brachiopoden und Ammoniten belegt.

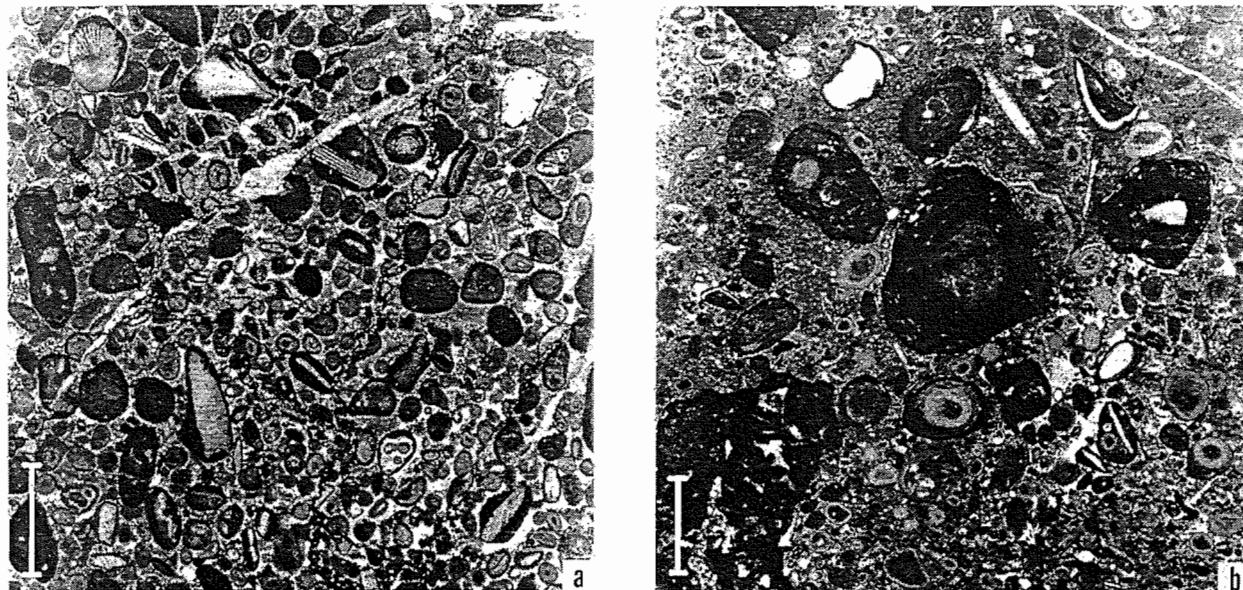


Fig. 50: Dünnschliffbilder aus dem Lorüns-Oolith, Steinbruch Lorüns (Lechtal Decke). Balkenlänge = 2 mm.
 a: Oosparit mit Seeigelstacheln und Kleingastropoden als Kerne der Einfach-Ooide. V-I 213. b: Onkomikrit. V-I 158.

Die recht häufig auftretenden Spalten und Hohlräume zeigen praktisch die gleiche Ausbildung wie diejenigen im Zirmenkopf-Kalk und in den Schattwald-Schichten. Die darin beobachteten randlichen Auskleidungen mit Faserzement A und die Füllung mit teilweise laminiertem, grauem oder gelbem feinkörnigen Kalk belegen auch hier eine zeitweilige frühdiagenetische Lithifizierung im vadosen oder im durch meteorische Porenwässer beeinflussten phreatischen Bereich (Fig. 53).

Im oberen Teil treten bis meterbreite Spalten auf, die mit Komponenten aus dem Lorüns-Oolith selbst sowie aus dem hangenden Hierlatz-Kalk und einer rötlichen echinodermenführenden Kalkmatrix gefüllt sind.

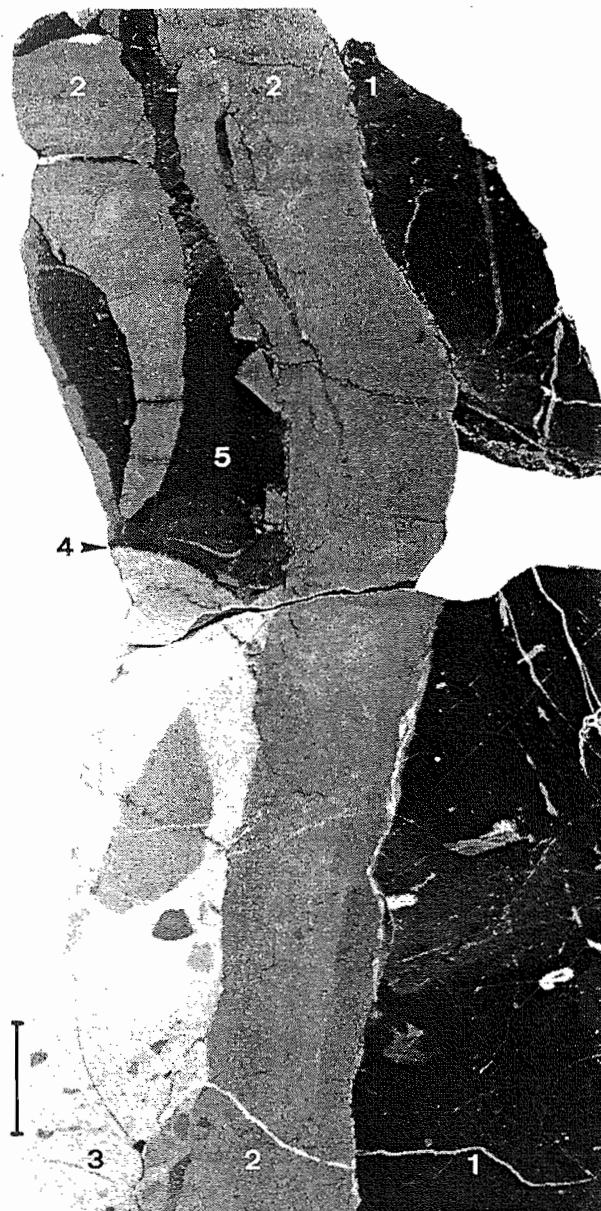


Fig. 51: Mehrfach aufgerissene Spalte in Zirmenkopf-Kalk: 1 = Zirmenkopf-Kalk; 2 = Mittelgrauer konglomeratischer Kalk; 3 = Hellgrauer laminierter, teils schräggeschichteter Kalk mit Lithoklasten von 2; 4 = Hartgrund mit Bohrungen von ? Algen; 5 = Roter laminierter Kalk mit Lithoklasten von 2. Steinbruch Lorüns (Lechtal-Decke). Balkenlänge 2 cm.



Fig. 52: Spalten und Hohlräume in Zirmenkopf-Kalk mit randlicher Auskleidung aus Faserzement A und Füllung mit gelbem Kalk (vadosem Silt?). Schesaplana (Lechtal-Decke). S-I 176. Balkenlänge = 2 cm.

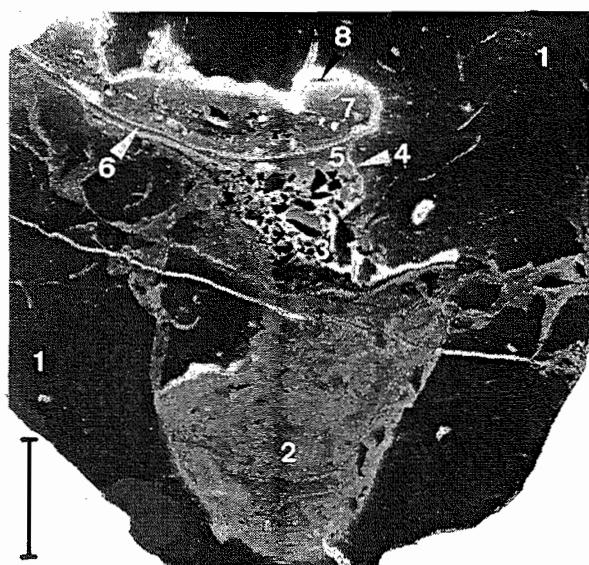


Fig. 53: Spalten in Lorüns-Oolith mit mehrphasiger Füllung: 1 = Lorüns-Oolith; 2 = Laminierter rötlicher Kalk mit Lithoklasten; 3 = Eckige Lithoklasten aus Lorüns-Oolith und rötlichem Kalk (1?); 4 = Faserzement A1; 5 = Laminierter gelblicher Kalk; 6 = Faserzement A2; 7 = Laminierter gelblicher Kalk mit Lithoklasten; 8 = Blockzement B. Steinbruch Lorüns (Lechtal-Decke). V-I 216. Balkenlänge = 2 cm.

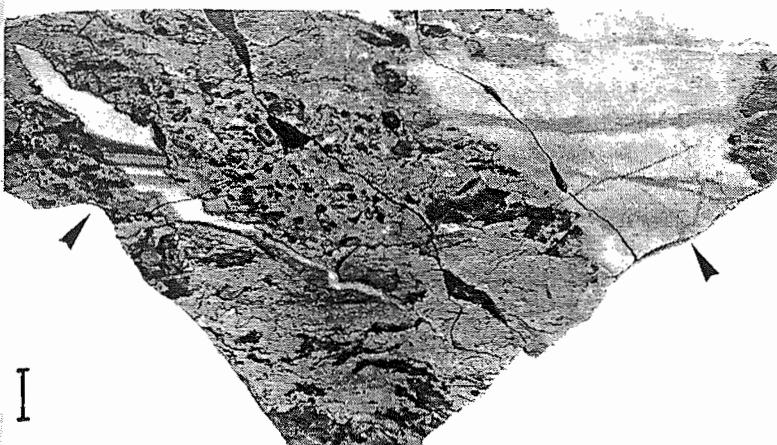


Fig. 54: Zirmenkopf-Kalk (?) mit Solenoporen und Spaltenfüllungen aus laminiertem gelbem Kalk (Pfeile). Bergüner Stein (Ela-Decke). BS-II 16. Balkenlänge = 1 cm.

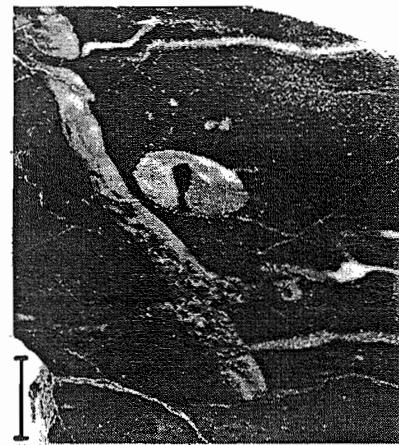


Fig. 55: Rötlicher Kalk (vadose Silt?) und Lithoklasten als Füllung einer Spalte und einer Gastropoden-Hohlform. ?Zirmenkopf-Kalk Plang Ses, S Tiefencastel (Ela-Decke). R 4. Balkenlänge = 1 cm. (Nach FRANK 1981).

4.4 Hierlaz-Kalk

4.4.1 Begriff, Charakterisierung

Unter dem Namen Hierlaz-Kalk, von SUESS (1852) geprägt, bezeichnet man in den Nördlichen Kalkalpen nach TOLLMANN (1976): "Dickbankige bis fast massive, in kleineren Einschaltungen geschichtete, rote, seltener graue bis weisse Echinodermen-Spatkalke mit vorwiegend Crinoidendetritus mit wenig bis reichlich Calcilitmatrix. Eine leichte Verkieselung ist nicht selten."

Vergleichbare Gesteine in den unter- und oberostalpinen Decken Graubündens wurden von THEOBALD (1864), SCHILLER (1904, 1906) und CADISCH (1932) als "Steinsberger Kalk, Steinsberger Breccie oder Steinsberger Lias" bezeichnet. Da deren namengebende Lokalität, der Burghügel mit der Ruine Steinsberg bei Ardez (Unterengadin) seit TRÜMPY & HACCARD (1969) zum Mittelpenninikum gestellt wird, soll auf die Verwendung dieses Namens im Ostalpin verzichtet werden. Der Name Hierlaz-Kalk wurde in den Unterengadiner Dolomiten durch BURKARD 1953 verwendet.

Der Hierlaz-Kalk ist meist nur wenige Meter mächtig.

4.4.2 Abgrenzung

Der Hierlaz-Kalk unterscheidet sich von allen übrigen benachbarten Einheiten durch die meist ge steinsbildend auftretenden Echinodermenreste (vor allem Crinoiden, Echiniden und Ophiuren).

Untergrenze: a) Siehe 3.4.5.4 Obergrenze Zirmenkopf-Kalk.
b) Siehe 4.1.3 Obergrenze Schattwald-Schichten.
c) Siehe 4.3.3 Obergrenze Lorüns-Oolith.

Obergrenze: Über den obersten bunten Echinodermenkalken, die
a) unter knolligem Adnet-Kalk oder
b) unter der meist grauen kieseligen hornsteinführenden Kalk-Mergel-Wechsellagerung der Allgäu-Formation auftreten.

4.4.3 Regionale Ausbildung

4.4.3.1 Lechtal-Decke (Taf. 1)

Hierlaz-Kalk ist nur im Steinbruch Lorüns aufgeschlossen, wo er als 10 mächtige Einheit den Lorüns-Oolith überlagert. Dieser wird von einzelnen meterbreiten und -tiefen Spalten durchbrochen, in

deren Matrix aus rötlichen echinodermenführenden Kalken neben Komponenten des Lorüns-Ooliths selbst, auch schon solche des Hierlitz-Kalks auftreten. Die dickbankigen bis massigen, hellgrau und rötlich gefleckten Echinodermenkalke sind teilweise schräggeschichtet und enthalten neben den dominierenden Crinoiden-, Echiniden und Ophiurenfragmenten noch Foraminiferen, Kieselschwammnadeln, Brachiopoden und Bivalven.

4.4.3.2 Ela-Decke (Taf. 4)

In der Ela-Decke ist am Bergüner Stein bei Pentsch, an der Strasse Bergün-Stugl ein etwa 8 m mächtiges Profil von Hierlitz-Kalk zwischen Zirmenkopf-Kalk unten und Allgäu-Schichten s.str. oben aufgeschlossen (Profil BS-II). Es wurde gemeinsam mit D. Bollinger aufgenommen (BOLLINGER 1981).

Über den massigen Korallen- und Megalodontenkalken, die von tiefen Spaltenfüllungen durchbrochen werden (Fig. 54), liegen cm-dicke, olive kalkige Dolomite und Mergel, die mit scharfem Kontakt von dickbankigen grauen, gelben und rötlichen Echinodermenkalken überlagert werden. Diese enthalten oft viele Intraklasten des gleichen Typs. Neben den überwiegenden Crinoiden- und Echinidenresten finden sich Foraminiferen (u.a. *Involutina liassica* [JONES]), Schwammnadeln, Biyalven und Cephalopoden. Zwei Meter über der Basis treten die ersten, noch kleinen Belemniten und unbestimmbaren Ammoniten auf. Die kleinen evoluten Formen mit gerundeter Externseite konnten nicht isoliert werden. Im oberen, mittelbankigen Teil finden sich grössere Belemniten von 8-10 mm Durchmesser. In diesem Bereich treten kleine Spalten auf, die mit echinodermenführendem rotem Kalk gefüllt sind. Die grauen und rötlichen Kalke gehen oben in die sehr dünn gebankte Wechsellagerung von dunkelgrauen Kalken und Mergeln der Allgäu-Schichten s.str. über.

In der Crap-Ses-Mulde treten nach FRANK (1981) ebenfalls bunte Echinodermenkalke des Hierlitz-Typs auf. Die grauen und rötlichen Echinodermenkalke kommen zusammen mit mikritischen bunten Kalken und metermächtigen polygenen Breccien mit überwiegenden Dolomitkomponenten vor, und liegen über schwach verkieselten Kalken auf maximal 60 m mächtigen dickbankigen grauen Kalken, die ebenfalls Einlagerungen von Breccien enthalten.

Isolierte Vorkommen von Hierlitz-Kalk finden sich auch auf der Südseite des Piz Muot bei P. 2465.2. Die 2-5 m mächtigen, roten echinodermenführenden Kalke enthalten Belemniten von ca. 6 mm Durchmesser und sind mit bunten Breccien vergesellschaftet. Sie liegen mit tektonisch überprägtem Kontakt auf Hauptdolomit und werden ihrerseits von Mergeln, Kalken und Breccien der Allgäu-Formation überlagert.

4.4.3.3 Engadiner Dolomiten (Taf. 6)

Hierlitz-Kalk ist in den Engadiner Dolomiten nur durch resedimentierte Komponenten in der Lischana-Breccie der S-charl-Einheit und in den Megabreccien der Allgäu-Formation der Ortler-Einheit vertreten. In der Lischana-Gruppe und am Piz S-chalambert fallen im oberen Teil der Lischana-Breccie bis metergrosse Komponenten und Schichtpakete von hellgrauem Crinoidenkalk auf, die neben den überwiegenden Dolomitkomponenten in der grauen, seltener roten Kalkmatrix liegen, die oft ebenfalls aus Crinoidenkalk besteht. Nach CADISCH et al. (1968) kann die Lischana-Breccie lokal in beige und rötliche Spatkalke mit Belemnitenbruchstücken übergehen. Nach SCHILLER (1906) treten in der oberen Val d'Assa graugelbe Crinoidenkalke mit Dolomitkomponenten auf, deren stratigraphische Stellung aber nicht geklärt ist. Auch BURKARD (1953) beschreibt Hierlitz-Kalk mit hellroten Crinoidenkalken, die allerdings noch jünger sein dürften.

In der Ortler-Einheit konnte am Nordwestgrat des Piz Chaschauna, 250 m südwestlich P. 2677.0, in der Megabreccie ein mehrere Meter langes Schichtpaket von rotem Echinodermenkalk beobachtet werden. In der Runse 325 m südlich P. 2452.8 schliesslich finden sich spaltenartig im Hauptdolomit auftretende rote Echinodermenkalke und dichte Kalke (Fig. 58).

4.4.4 Biostratigraphie

Der geringmächtige Hierlitz-Kalk des Steinbruch Lorüns kann ins späteste Hettangian gehören, da der liegende Lorüns-Oolith mindestens das Früh-Hettangian und der hangende Adnet-Kalk aufgrund der Ammonitenfauna den Grossteil des Sinemurian umfasst. Die ebenfalls als Hierlitz-Kalk bezeichneten bunten Echinodermenkalke der Ela-Decke können vorläufig nicht sicher eingestuft werden. Im Profil des Bergüner Steins (BS-II) zeigen die im unteren Teil recht kleinen, im oberen Teil bis 10 mm dicken Belemniten ein Sinemurian-Alter an.

4.4.5 Faciesanalyse

Die geringmächtigen, nur lokal verbreiteten bunten Echinodermenkalke liegen mit deutlicher Diskordanz auf massigen Kalkserien des Zirmenkopf-Kalks und Lorüns-Ooliths, die von Spaltenfüllungen durchbrochen sind (Fig. 53 & 54). Die Biosparite mit Crinoiden, Echiniden, Brachiopoden und Foraminiferen sind oft gut sortiert und können Schrägschichtungen zeigen. Sie werden als dünenartig umgelagerte Biogensande auf submarinen Schwellen interpretiert (JENKYN 1971). Das Auftreten von bunten Echinodermenkalken des Hierlitz-Typs als Lithoklasten in Spaltenfüllungen im liegenden Lorüns-Oolith oder in Megabreccien der Allgäu-Formation zeigt die enge Bindung dieser Facies an aktive Bruchzonen.

4.5 Adnet-Kalk

4.5.1 Begriff, Historisches

Seit HAUER (1853) bezeichnet man in den Nördlichen Kalkalpen rote, oft cephalopodenreiche Knollenkalke als Adneter Kalk. Da der Begriff in der Literatur sehr unterschiedlich verwendet wurde, unterschied FABRICIUS (1966) einen "Roten Bankkalk" vom "Roten Knollenkalk" (= Adnet-Kalk s.str.). WENDT (1971) stellte im Typusgebiet, den Steinbrüchen von Adnet (Salzburg / A), ein theoretisches Sammelprofil aus mehreren Teilprofilen zusammen. Danach treten neben der typischen Ausbildung aus gebankten roten Knollenkalken vor allem im unteren Teil dickbankige bis massige Kalke, Kondensationshorizonte mit schwarzen manganführenden Limonitkrusten sowie Resedimente in Form von Konglomeraten und Breccien auf. TOLLMANN (1976) grenzte analog zu FABRICIUS (1966) den Adneter Kalk mit typischer Knollenstruktur von den massigen "Bunten Lias-Cephalopodenkalke" ab.

In den oberostalpinen Decken Graubündens tritt typischer Adnet-Kalk nur in der Lechtal-Decke auf. Er wurde als Adneter Kalk oder "Roter Liaskalk" bezeichnet. THEOBALD (1864) fasste den Adnet-Kalk mit dem Hierlitz-Kalk als "Steinsberger Kalke" zusammen.

4.5.2 Charakterisierung

Der Adnet-Kalk besteht in seiner typischen Ausbildung aus dünn- bis mittelbankigen roten Knollenkalken, deren unebene Schichtflächen mit rotem Mergel belegt sind. Daneben können grau-grüne Varietäten auftreten. Charakteristisch sind die in Steinkernerhaltung vorliegenden Ammoniten. Es finden sich aber auch Foraminiferen, Belemniten, Nautiliden, Crinoidenreste und Fressbauten des Typs *Chondrites*.

An den Schafköpfen, 1.5 km östlich der Schesaplana, tritt unter der typischen Ausbildung der knolligen Adnet-Kalke eine bis 30 m mächtige Sonderausbildung auf. Sie besteht aus dickbankigen bis massigen, mittelgrauen oder rötlichen Kalken, die unregelmässige, teils spaltenartig, teils schichtartig auftretende Breccien, Konglomerate und Kondensationshorizonte enthalten. Die massigen Kalke führen Foraminiferen, Kalkschwämme, Einzelkorallen, stockbildende Korallen, Brachiopoden, Bivalven, Gastropoden, Ammoniten, Crinoiden, Echiniden und Fischzähne. Die cm- bis dm-grossen gerundeten und kantigen Komponenten der Konglomerate und Breccien bestehen hauptsächlich aus Intraklasten des Adnet-Typs selbst und aus grauem fossilreichem Zirmenkopf-Kalk. Lokal ist der liegende Zirmenkopf-Kalk oberflächlich von metertiefen Spaltenfüllungen zerrissen und in bis 15 m mächtige gekippte Blöcke aufgelöst. Breccien und Konglomerate sind teilweise arm an Matrix und durch Sparit zementiert, oder aber die Komponenten liegen "grain-" oder "mudsupported" in einer Matrix aus rötlichem mikritischem Kalk oder gelbem kieseligem Kalk. Kalke und Breccien werden von schichtparallel oder spaltenartig schräg verlaufenden, wenige Zentimeter mächtigen, braun-roten siltigen Kalken durchbrochen, die eine ähnliche Fauna wie die massigen Kalke enthalten. Deren Fossilien sind aber häufig korrodiert und von braun schwarzen Eisen-Mangan-Krusten überzogen.

Der Adnet-Kalk des Untersuchungsgebiets ist maximal 50 m mächtig.

4.5.3 Abgrenzung

Der Adnet-Kalk unterscheidet sich von allen benachbarten Einheiten durch die typische Knollenstruktur und die höckerigen, mit Mergeln belegten Schichtflächen der roten, seltener grauen Kalke. Weitere Unterscheidungsmerkmale sind die massigen grauen und roten Kalke, die häufigen schichtparallel oder spaltenartig auftretenden Breccien und Konglomerate, die braun-schwarzen Eisen-Mangan-Krusten und die artenreiche Fauna.

4.5.4 Regionale Ausbildung

4.5.4.1 Lechtal-Decke

In der Schesaplana-Gruppe liegen Adnet-Kalke teils über Schattwald-Schichten, teils über Zirmenkopf-Kalk. Die beschränkten Aufschlussverhältnisse erschweren eine sichere Korrelation der isolierten Vorkommen. In zwei kleinen Aufschlüssen bei den Schafköpfen am Südrand des Brandner Gletschers 150 m NW P. 2792.1 (Profil S-VI, Taf. 1) liegen die Adnet-Kalke über ca. 8 m mächtigen Schattwald-Schichten mit oliven Mergeln und braunen, teils graduierten Siltsteinen. Die Basis wird durch einen 2-4 m mächtigen, unten dickbankigen, oben massigen grauen Kalk gebildet, der fleckenartig rot gefärbt ist. Im unteren Teil enthält er Foraminiferen, Einzelkorallen, ästige Thecosmilien, Bivalven, Gastropoden, Crinoiden und Echiniden. Über einer 1.5 m mächtigen grau-roten Kalkbreccie tritt eine etwa metermächtige Einschaltung von roten siltigen Schiefern und Kalken auf. Die erwähnten massigen Kalke und Breccien werden von schräg und parallel zur Schichtung verlaufenden, wenigen Zentimetern mächtigen braun-roten siltigen Kalken durchbrochen. Sie führen viele Fossilien (Foraminiferen, Inozoen, Brachiopoden, Serpuliden, Bivalven, Gastropoden, Ammoniten, Echinodermen und Chimärenzähne, die oft korrodiert und von braun-schwarzen Fe-Mn-Krusten überzogen sind (Fig. 60). Solche Krusten und Knollen können bis 2 cm dick werden und sind fein laminiert.

Die Ammonitenfauna besteht vor allem aus glatten und berippten Formen von *Psiloceras* sp. aus dem frühen Hettangian. Da in einer solchen Lage aber auch ein *Sulciferites* sp. des frühesten Sinemurian gefunden wurde, muss eine lang andauernde Kondensation oder mehrmalige Öffnung von Spalten angenommen werden. Über der siltigen Mergeleinschaltung liegen weitere graue oder rötliche Kalke und mehrere Meter mächtige Konglomerate mit Komponenten aus grauen und rötlichen, bivalven- und gastropodenführenden Kalken. Auch hier treten im unteren Teil meist schräg zur Schichtung verlaufende Fe-Mn-Krusten und Spalten mit der erwähnten reichen Fauna auf. Während die feineren Breccien des unteren Teils arm an Matrix sind und verbleibende Hohlräume mit Sparit aus gefüllt sind, liegen im oberen Teil die bis 30 cm grossen Komponenten in einer gelb anwitternden kieseligen Kalkmatrix. Über dem max. 30 m mächtigen Adnet-Kalk folgt hier mit tektonisch über-prägtem Kontakt die Allgäu-Formation.

Im Profil S-IV, 50 m E P. 2783, bestehen die unteren Adnet-Kalke aus einer 20-40 m mächtigen Breccie. Dickbankige bis massive hellgraue Zirmenkopf-Kalke mit Korallen (Thecosmilien), Solenoporen, Megalodonten und Gastropoden liegen als 10-20 m grosse gekippte Blöcke oder Schichtpakete in einer meist fleischfarbenen bis tiefroten Kalkmatrix. Die bunten Breccien greifen teilweise spaltenartig bis zu 15 m tief in den Zirmenkopf-Kalk hinein und enthalten auch Komponenten aus rötlichem Adnet-Kalk (Fig. 56).

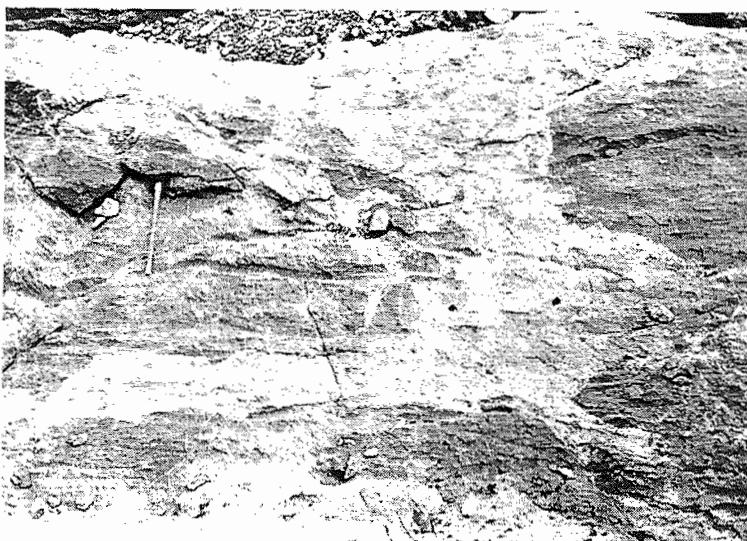


Fig. 56: Spaltenfüllung von Adnet-Kalk in Zirmenkopf-Kalk. Schafköpfe (Lechtal-Decke). Hammerlänge = 50 cm.



Fig. 57: Spaltenfüllung mit eckigen Komponenten von Schattwald Schichten (dunkel) und Adnet-Kalk (hell) in Zirmenkopf-Kalk. Schesaplana-Nordgrat (Lechtal-Decke). Balkenlänge = 5 cm.

Über der Breccie folgen etwa 50 cm mächtige, braun-rote und grünliche siltige Kalke, die schräg von rot-schwarzen Fe-Mn-Krusten durchbrochen werden. Sie enthalten Einzelkorallen, Gastropoden, Bivalven und seltene Ammoniten (*Charmasseiceras* sp.). Über den Fe-Mn-Krusten liegen dünn- bis mittelbankige grau-rot gefleckte Knollenkalke des Adnet-Kalks s.str.. Es folgen hauptsächlich rot gefärbte Knollenkalke, die von dünnen roten Mergeln unterbrochen werden. Sie enthalten kleinere Belemniten sowie schlecht erhaltene Ammoniten (*Arietites* sp.), Crinoidenreste und Fressbauten des Typs *Chondrites*. Der obere Teil besteht aus einer Wechsellagerung von mittelbankigen grauen Knollenkalken und grau-grünen Mergeln. Neben Crinoiden treten grössere Belemniten auf. Die Obergrenze wird akzentuiert durch eine metermächtige Breccienlage an der Basis der Allgäu-Formation.

Am Schesaplana-Nordgrat (Profil S-I), bei P. 2493 (Profil S-V) und am Kleinen Zirmenkopf (Profil S-III) (alle Taf. 1) liegen 1-5 m mächtige mittelbankige graue Kalke über den Schattwald-Schichten. Die Kalke führen häufig Korallenfragmente, Bivalven und Crinoiden und werden von hartgrundartigen Schichtflächen mit schwarzen, grünen und roten Fe-Mn-Knollen begrenzt (Fig. 61), die einzelne korrodierte Ammoniten lieferten. Diese grauen Kalke dürften den sonst bunten unteren Adnet-Kalken entsprechen. Sie gehen oben in die Allgäu-Formation über. Am Schesaplana-Nordgrat konnten im liegenden Zirmenkopf-Kalk sogar Spaltenfüllungen mit eckigen Komponenten von Schattwald-Schichten und Adnet-Kalk beobachtet werden (Fig. 57).

Adnet-Kalk tritt auch in der Nordwand des Wildbergs und des Panüeler Kopfs auf. Die komplizierten tektonischen Verhältnisse erlauben jedoch oft keine sichere Abgrenzung gegen ebenfalls in Frage kommenden Zirmenkopf-Kalk. So auch am Leiberweg, wo ca. 200 m südöstlich P. 2525 eine grosse Gletscherschlifffläche mehrere breite Spalten in massigen hellgrauen Kalken anschneidet, die mit rotem tonigem Kalk mit Crinoiden, kleinen Belemniten und seltenen Ammoniten gefüllt sind.

Im Steinbruch Lorüns überlagern mittelbankige, linsenartig rot oder grau gefärbte Knollenkalke den Hierlitz-Kalk. Der 6-10 m mächtige Adnet-Kalk enthält neben Fressbauten, Foraminiferen und Crinoiden vor allem im mittleren und oberen Teil recht viele, meist schlecht erhaltene Ammoniten (*Arietites* sp., *Aegasteroceras* sp.) und Belemniten. Die typischen Knollenkalke gehen oben in dünnbankige hornsteinführende Kalke von dunkelroter und grauer Farbe über, die als Bunte Allgäu-Schichten bezeichnet werden.

4.5.4 Biostratigraphie

Die unteren Adnet-Kalke im Gebiet der Schesaplana (Lechtal-Decke) gehören durch die in ihren spalten- und krustenartigen Kondensationshorizonten auftretenden Ammoniten eindeutig ins Hettangian. Die bei den Schafköpfen im Profil S-VI gefundenen glatten und schwach berippten *Psilocerates* des Früh-Hettangian und ein daneben gefundener *Sulciferites* sp. des frühesten Sinemurian zeigen deutlich die lang andauernde Kondensation und Spaltenbildung. Ein *Charmasseiceras* sp. unter typischem Knollenkalk in Profil S-IV und mehrere Exemplare von *Arietites* sp. im mittleren Teil belegen ein frühes bis vielleicht spätes Sinemurian-Alter des eigentlichen Adneter Knollenkalks.

Im Steinbruch Lorüns vertritt der knollige Adnet-Kalk aufgrund der Ammonitenfauna (*Arietites* sp., *Aegasteroceras* sp., *Eoderoceras* sp.) den Grossteil des Sinemurian. Allerdings scheinen im oberen Teil seitliche Übergänge in die hornsteinreichen Bunten Allgäu-Schichten vorzukommen, da an deren Basis ebenfalls schon Ammoniten des spätesten Sinemurian (*Paltechioceras* sp., *Gleviceras* sp.) auftreten.

4.5.5 Faciesanalyse

Der untere Adnet-Kalk besteht aus dickbankigen bis massigen, mittelgrauen oder rötlichen Kalken, die unregelmässige, teils spaltenartig, teils schichtartig auftretende Breccien, Konglomerate und Kondensationshorizonte enthalten. Charakteristisch sind dickbankige bis massive rote Biomikrite mit teils reicher Fauna von Foraminiferen, Inozoen, Einzelkorallen, Gastropoden, Bivalven, Cephalopoden, Ostracoden und Echinodermen. Vergleichbare Ablagerungen sind aus den übrigen Ostalpen (z.B. "Adneter Scheck" oder "Roter Bankkalk" aus dem Typusgebiet des Adnet-Kalks bei Salzburg; WENDT 1971, FABRICIUS 1966), den Südalpen und dem mediterranen Jura bekannt (BERNOULLI & JENKINS 1974). Sie werden als kondensierte pelagische Sedimente gedeutet, die auf bruchgebundenen Schwellen oder "Seamounts" abgelagert wurden. SEYFRIED (1980) betrachtet ähnliche Rotkalke im Jura der Betischen Kordilleren Spaniens als Ablagerungen in offenstehenden Zugspaltensystemen oder morphologischen Mulden auf Seamount-Plattformen, in denen sich das andernorts ausgespülte Material ansammelt.

Schichtparallel oder spaltenartig schräg zur Schichtung verlaufend treten in den roten Biomikriten bis 1 cm dicke Eisen-Mangan-Krusten (Fig. 60 & 61). Die braunen, roten und schwarzen, feinlaminierten

Krusten (Stromatolithen) und Knollen (Onkoide) mit typischer Kräuselstruktur werden als biosedimentäre Bildungen verschiedener Mikroben gedeutet und enthalten oft eine reiche Fauna mit meist korrodierten Ammonitengehäusen. Sie dokumentieren interne Schichtlücken und Spaltenfüllungen und werden als Hartgrundbildungen auf submarinen Schwellen mit extrem verlangsamter oder unterbrochener Sedimentation erklärt.



Fig. 58: Echinodermen-Biomikrit mit Foraminiferen (u.a. *Involutina liassica* {JONES}, Mitte rechts). Hierlatz-Kalk als Spaltenfüllung in Hauptdolomit, Piz Chaschauna-NW-Grat (Ortler-Einheit). Dünnschliff G 303. Balkenlänge = 2 mm.



Fig. 59: Crinoiden-Biomikrit mit Tonflasern (Knollenkalk). Adnet-Kalk, Steinbruch Lorüns (Lechtal-Decke). Dünnschliff V-I 178. Balkenlänge = 2 mm.



Fig. 60: Fe-Mn-Krusten und korrodiertes, teilweise umkrustetes Ammonitengehäuse (*Psiloceras* sp.). Unterer Adnet-Kalk, Schafköpfe (Lechtal-Decke). Balkenlänge = 5 cm.



Fig. 61: Fe-Mn-Krusten und -Knollen. Unterer Adnet-Kalk, Schesaplana-Nordgrat (Lechtal-Decke). S-I 193. Balkenlänge = 5 cm.

Die gerundeten Intraklasten der bank- und linsenartig auftretenden Konglomerate sind meist chaotisch in mikritischer Matrix eingebettet (mudsupported) und dürften durch submarine Rutschungen am Schwellenrand entstanden sein. Dagegen stellen die matrixarmen, sparitzementierten Konglomerate und Breccien vermutlich Felssturzablagerungen längs aktiver Bruchzonen dar. Ebenfalls an solche Bruchzonen gebunden sind die spaltenartig im massigen Zirmenkopf-Kalk auftretenden matrixreichen Breccien (Fig. 54 & 55), die zum Teil eine mehrphasige Öffnung der synsedimentären Dehnungsbrüche

anzeigen. Sie dokumentieren deutlich das Zerbrechen der triassischen Karbonatplattform im frühesten Lias. Vergleichbare Bildungen sind erstmals von der Macchia Vecchia im Lias der Südalpen beschrieben worden (WIEDENMAYER 1963).

Die typischen Knollenkalke (Fig. 59) bestehen aus roten, seltener graugrünen, Biomikriten mit dünnen Mergelzwischenlagen. Sie führen reichlich Foraminiferen, Belemniten sowie schlecht erhaltene Ammonitensteinkerne und entstanden wohl bei verringriger Sedimentationsrate auf tieferen submarinen Schwellen oder deren Abhängen.

4.6 Facielle Entwicklung

Die in der Lechtal-Decke beobachteten Abfolgen der Schwellen- und Plattformsedimente dokumentieren deutlich das Zerbrechen der triassischen Karbonatplattform im frühesten Lias und die unterschiedliche Absenkung einzelner Bruchschollen.

Nach der Regressionsphase der Schattwald-Schichten setzte im frühen Hettangian die Spalten- und Bruchbildung ein, was zur Ausbildung eines stärkeren submarinen Reliefs führte. Das Profil im Steinbruch Lorüns zeigt, dass ein Teil der ursprünglichen Karbonatplattform weiterbestand. Darauf bildete sich im frühen Hettangian, nach dem plötzlichen Aussetzen der terrigenen Zufuhr, der rein karbonatische Lorüns-Oolith mit seinen mikritischen Onkolithen und Oolithen. Im Grenzbereich Hettangian-Sinemurian zerbrach aber auch diese kleine isolierte Plattform. Auf der absinkenden Schwelle entstanden erst die Echinodermensande des Hierlitz-Kalks, dann die knolligen Adnet-Kalke und schliesslich die Bunten Allgäu-Schichten, deren rote Färbung und geringe Mächtigkeit eine immer noch weiterexistierende Schwellenzone andeuten.

Die vielfältigen Abfolgen an den Schafköpfen dokumentieren direkt den Plattform-/Beckenrand mit den im Hettangian-Sinemurian aktiven Bruchstaffeln. Nach Ablagerung der Schattwald-Schichten und der ersten bunten Biomikrite des Adnet-Kalks öffneten sich im frühen Hettangian mehrere Meter tiefe Zerrspalten im bereits zementierten Zirmenkopf-Kalk, die mit eckigen Klasten aus Zirmenkopf-Kalk und Schattwald-Schichten in einer Matrix aus rötlichem Kalk gefüllt wurden. Die darüber liegenden Breccien, Konglomerate und Kondensationshorizonte des unteren Adnet-Kalks belegen kleinräumige Reliefunterschiede und häufige Sedimentumlagerung im späten Hettangian. Während im Profil S-IV typische Knollenkalke noch eine Schwelle im Sinemurian anzeigen, überlagern in den Profilen S-VI und S-VIII hemipelagische Mergelkalke der Allgäu-Schichten s.str. direkt die Konglomerate und Kondensationshorizonte der unteren Adnet-Kalke.

Der geringmächtige graue Adnet-Kalk am Schesaplana-Nordgrat (Profil S-I), bei P. 2493 (Profil S-V) und am Kleinen Zirmenkopf (Profil S-III) entstand wohl bei reduzierter Sedimentation am Rand des allmählich einsinkenden Beckens. Erst bei verstärkter Bruchaktivität und Absenkung im frühen Sinemurian führten submarine Felsstürze und Rutschungen zur Ablagerung mächtiger Megabreccien und Konglomerate (Alpila-Breccien) in den hemipelagischen Beckensedimenten der Allgäu-Schichten.

5 Allgäu-Formation (Allgäu-Schichten)

5.1 Begriff, Historisches

Der Begriff wurde als "Allgäu-Schiefer" von GÜMBEL (1856) in den Allgäuer Alpen eingeführt und seit THEOBALD (1864) auch in den oberostalpinen Decken Graubündens neben "Fleckenmergel" oder einfach "Liasschiefer" verwendet. POZZI (1959) führte in der Ortler-Einheit der Engadiner Dolomiten den neuen Namen "Formazione del M. Motto" ein, der jedoch zugunsten des älteren, im ganzen Ostalpin gebräuchlichen Namens Allgäu-Schichten oder Allgäu-Formation aufgegeben werden soll.

JACOBSHAGEN (1965) definierte die Allgäu-Schichten in ihrem Typusgebiet als "Schichtfolgen des Lias und Dogger in Fleckenmergel-Facies, in die in wechselndem Umfang Lagen von Echinodermen-Spatkalken, Kieselkalken und Hornsteinen eingeschlossen sein können." Gleichzeitig gliederte er die Allgäu-Schichten neu in "Ältere, Mittlere und Jüngere Allgäu-Schichten". In Graubünden wurde im Rahmen von neueren unpublizierten Diplomarbeiten die Allgäu-Formation der Aroser Dolomiten durch BAUMGARTNER (1974), diejenige der Ela-Decke durch FURRER (1974), ROHRBACH (1976) und FRANK (1981) genauer untersucht und gegliedert. Eine eingehende stratigraphisch-sedimentologische Untersuchung der Allgäu-Formation in den zentralostalpinen Decken Graubündens ist zurzeit durch G. Eberli am Geologischen Institut der ETH Zürich im Gang.

5.2 Typusprofil

Profil zwischen Höfats und dem obersten Hornbachtal bei Oberstdorf im Allgäu / D (JACOBSHAGEN 1965, Tab. 2).

5.3 Charakterisierung

Die Allgäu-Formation besteht im allgemeinen aus einer regelmässigen Wechsellagerung von grauen Kalken und Mergeln mit häufigen Fressbauten (= Fleckenkalke, Fleckenmergel) und Einschaltungen von Breccien, Turbiditen, Kiesel- und Hornsteinkalken. Kalke und Mergel führen fein verteilten oder in Konkretionen angereicherten Pyrit und zeigen bei dessen Verwitterung oft gelb-braune Anwitterungsfarben. Sie enthalten vereinzelte oder in Bänken angereicherte Foraminiferen, Radiolarien, Schwammnadeln, Brachiopoden, Bivalven, Belemniten, Ammoniten, Crinoiden oder Echiniden. Die Kieselkalke führen fein verteilten oder in dünnen Lagen angereicherten, durch Umwandlung von Skelettopal entstandenen Quarz. Sie zeigen oft ein streifenartiges Verwitterungsbild (= Streifenkalk). Dagegen ist der Quarz der Hornsteinkalke in unregelmässigen Knollen oder Lagen von braunem Hornstein konzentriert.

Die Calciturbidite entsprechen dem klassischen Bouma-Zyklus Ta-e (Fig. 73), sind aber häufig nur unvollständig ausgebildet: Eine basale, teilweise gradierte Feinbreccie aus Echinodermenresten, Kalk- und Dolomitkomponenten (a); ein mittlerer laminierter Bereich mit meist paralleler Lamination (b-d), seltener mit Schrägschichtung und Konvolution (c); einem oberen fein laminierten tonigen Kalk (e), der in die bioturbierten Fleckenmergel überleitet. Der laminierte mittlere Bereich ist meist verkieselt.

Die Allgäu-Formation äussert sich morphologisch in stark gegliederten oder schuttreichen breiten Berggraten und steilen, oft mit Schutthalden bedeckten und von der Vegetation bewachsenen Talflanken. Die regelmässige Kalk-Mergel-Wechsellagerung erlaubte eine intensive Verfaltung, die eine Profilaufnahme erschwert oder verunmöglicht. Dementsprechend sind die Mächtigkeitsangaben von 100-400 m mit Vorsicht aufzufassen.

5.4 Abgrenzung

Die Allgäu-Formation unterscheidet sich durch ihre einförmige Wechsellagerung von dunkelgrauen Kalken und Mergeln, die häufigen Fressbauten, die Hornsteinbildungen und die Calciturbidite von allen übrigen benachbarten Einheiten. Schwierigkeiten bietet die Abgrenzung vom Ramoz-Member der Kössen-Formation, von dem sie sich vor allem durch die Hornsteinbildungen und die fehlenden gelben Dolomite abtrennen lässt. Seitliche und vertikale Kontakte bestehen zu den Hierlitz- und Adnet-Kalken, von denen sie sich vor allem durch die Wechsellagerung von dunkelgrauen Mergeln und Kalken, die Turbidite und die Hornsteinbildungen unterscheiden lassen.

- Untergrenze: a) Siehe 3.4.4.4 Obergrenze Mitgel-Member.
 b) Siehe 4.1.3 Obergrenze Culmet-Kalk.
 c) Siehe 4.4.2 Obergrenze Hierlatz-Kalk.
 d) Siehe 4.5.3 Obergrenze Adnet-Kalk.
- Obergrenze: Unter den ersten bunten (roten, grünen oder schwarzen) Hornsteinen und Kieselschiefern der Radiolarit-Formation (Blais-Radiolarit [DÖSSEGGER et al. 1982], Ruhpoldinger-Radiolarit [TOLLMANN 1976]). Die Obergrenze wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht.

5.5 Untergliederung

In der westlichsten Lechtal-Decke ist im Rätikon nach JACOBSHAGEN (1965) die Fleckenmergel-Facies nur durch die "Älteren Allgäu-Schichten" vertreten. Anstelle der "Mittleren und Jüngeren Allgäu-Schichten" kommen rote Schwellensedimente vor. In den zentralostalpinen Decken scheinen im allgemeinen nur die kalkigen "Älteren Allgäu-Schichten" und die mergeligen "Mittleren Allgäu-Schichten" ausgebildet zu sein. Die wiederum kalkigen "Jüngeren Allgäu-Schichten" sind nicht abgelagert worden.

Da im Rahmen dieser Arbeit nur der untere Teil der Allgäu-Formation genauer untersucht wurde, sollen verschiedene, vorläufig informelle Untereinheiten ausgeschieden werden.

5.5.1 Alpisella-Schichten (neu, informell)

5.5.1.1 Begriff

Ableitung von der Valle Alpisella, einem rechten Seitental der Valle di Livigno bei Livigno / I (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1238 P. Quattervals).

Mit Alpisella-Schichten wird eine vom Normaltypus abweichende, fossilreiche Ausbildung der Allgäu-Formation bezeichnet, die in verschiedenen Decken an der Basis der Formation auftritt. Da die Ausbildung und Verbreitung noch nicht genauer untersucht wurde, soll sie vorläufig in informeller Weise behandelt werden. Ein Typusprofil ist noch nicht festgelegt.

5.5.1.2 Charakterisierung

Die Alpisella-Schichten bestehen im allgemeinen aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen bis schwarzen kieseligen Kalken und Mergeln. Die dünn- bis mittelbankigen Kalke, aber auch die Mergel enthalten oft viele isolierte Kieselschwammnadeln und können teilweise als eigentliche Spiculite ausgebildet sein. Daneben führen sie verschiedentlich eine reiche Fauna von Radiolarien, Foraminiferen, Ostracoden, dictyiden Kieselschwämmen, Inozoen, Korallen, Brachiopoden, Gastropoden, Bivalven, Ammoniten und Crinoiden, die meist unvollständig verkieselt sind. Die Kalke enthalten vereinzelt schwarze Hornsteinknollen. Die normalerweise regelmässige Kalk-Mergel-Wechsellagerung wird lokal von verschiedenen mächtigen Resedimenten unterbrochen. So können 5-20 m mächtige Lagen oder Linsen von Megabreccien sowie geringmächtige Kalkturbidite auftreten. Die letzteren sind meist gradiert und reich an transportierten Fossilien. Neben Crinoidenkalken mit Skelettfragmenten und isolierten Nadeln von dictyiden Kieselschwämmen fallen lokal ausgebildete, dicht gepackte Brachiopoden-Lumachellen auf. Im oberen Teil können die Alpisella-Schichten durch Mangan braun gefärbt sein.

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 20 und 60 m.

5.5.1.3 Abgrenzung

Die Alpisella-Schichten unterscheiden sich von den Allgäu-Schichten s.str. und vom Spadlatscha-Kalk durch ihre dunklere Farbe, die recht häufigen Fossilien und das seltenere Auftreten von Fressbauten und (ebenfalls dunkleren) Hornsteinknollen. Vom Naira-Kalk und vom Stidier-Hornsteinkalk lassen sie sich durch die häufig auftretenden Mergel abgrenzen. Von der liegenden Kössen-Formation sowie den gleichzeitig auftretenden Schwellen- und Plattformsedimenten des Lias unterscheiden sie sich vor allem durch die regelmässigere Kalk-Mergel-Wechsellagerung, die dunklere Farbe und die dunklen Hornsteinknollen. Übergänge sind die Regel.

- Untergrenze: a) Siehe 4.1.3 Obergrenze Schattwald-Schichten.
 b) Siehe 4.2.3 Obergrenze Culmet-Kalk.

Obergrenze: Über der letzten Wechsellagerung von dunkelgrauen kieseligen Kalken und Mergeln, die
 a) von blaugrauen Kalken des Naira-Kalks;
 b) von gelb-braun anwitternden Fleckenkalken und Hornsteinkalken der Allgäu-Schichten s.str.
 überlagert wird.
 Die Obergrenze ist wegen der allmählichen Übergänge nur schwer zu fassen, wird aber häufig
 durch mächtige Breccien markiert.

5.5.2 Naira-Kalk (informell)

5.5.2.1 Begriff

Dieser Name, abgeleitet von der Pizza Naira südlich des Aroser Rothorns / GR (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1216 Filisur), wurde von BAUMGARTNER (1974) eingeführt. Er wird vorläufig nur informell für eine regelmässig gebankte blau-graue Kalkserie im unteren Teil der Allgäu-Formation einzelner oberostalpiner Decken verwendet.

5.5.2.2 Charakterisierung

Der Naira-Kalk besteht aus einer monotonen Abfolge von dünn- bis mittelbankigen blau-grauen Kalken, die nur selten von dünnen Mergellagen unterbrochen werden. Sie führen einzelne unregelmässige Verkieselungen und seltene Fossilien (u.a. unvollständig verkieselte Gastropoden und Ammoniten).

Die Mächtigkeit kann wegen der intensiven Verfaltung nicht sicher bestimmt werden. Lokal nur 10 m betragend, kann sie andernorts 100 m übersteigen.

5.5.2.3 Abgrenzung

Der Naira-Kalk unterscheidet sich durch seine einförmigen, nur schwach verkieselten blau-grauen Kalke und das Fehlen von Mergeln von der übrigen Allgäu-Formation. Durch seine regelmässige Bänkung, die dunkle Farbe und die Verkieselungen lässt er sich aber auch gegen die Kössen-Formation und die Schwellen- und Plattformsedimente des Lias abgrenzen.

Untergrenze: Siehe 5.5.1.3 Obergrenze Alpisella-Schichten.

Obergrenze: Unter der Wechsellagerung von Fleckenkalken und Mergeln, Hornsteinkalken und Turbiditen der Allgäu-Schichten s.str.

5.5.3 Stidier-Hornsteinkalk (neu, informell)

5.5.3.1 Begriff

Ableitung vom Fil da Stidier, dem Nordostgrat der Corn da Tinizong / GR (Fig. 7; Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1236 Savognin), wo dieser Hornsteinkalk bei P. 2595 als steilstehende Rippe ausgebildet ist. Die auffallend knorrig verwitterten Hornsteinkalke wurden von FREI (1925) und OTT (1925) als "Quarzit des Lias" bezeichnet. Ähnliche Hornsteinkalke wurden in den Nördlichen Kalkalpen als "Hornsteinreiche Allgäu-Schichten" (HELMCKE 1974), als "Lias-Hornsteinknollenkalk" oder "Scheibelbergkalk" (TOLL-MANN 1976) bezeichnet. Auch in der Mittagsspitze-Geissspitze-Zone tritt ein ähnlicher Hornsteinkalk auf. Da dieser Hornsteinkalk lithologisch den in den Allgäu-Schichten s.str. auftretenden Hornsteinbänken entspricht, wird er als informelle Untereinheit zur Allgäu-Formation gestellt.

5.5.3.2 Charakterisierung

Der Stidier-Hornsteinkalk besteht aus einer massig erscheinenden Abfolge von mittel- bis dickbankigen, kieseligen und späten Kalken mit dichtstehenden, unregelmässigen Knollen und Lagen von braunem Hornstein. Er liegt über grauen mittel- bis dickbankigen, selten massigen Kalken des Mitgel-Members und beginnt mit einem 0.5-3 m mächtigen, dünn- bis mittelbankigem, grau-braunem Echinodermenkalk. Dieser führt nicht selten max. 2 mm grosse Intraklasten aus gelb anwitterndem kalkigem Dolomit. Am Piz Mitgel konnten an dessen Basis braun-schwarze Krusten und Knollen von Limonit mit einem Ammonitenfragment (*Arnioceras* sp.) beobachtet werden. Neben den vielen Echinodermenresten mit selten erkennbaren Echinidenstacheln konnten kleine Belemniten, Knochenreste und ein Haizahn (*Acrodus nobilis* AGASSIZ) gefunden werden. Im oberen Teil des Echinodermenkalks treten erst

vereinzelte, später häufige Hornsteinknollen auf, die zum eigentlichen Hornsteinkalk überleiten. In den kieseligen Spatkalken und den Hornsteinkalken erkennt man im Dünnschliff viele teils unvollständig verkieselte Echinodermenreste sowie isolierte Schwammnadeln.

Die Mächtigkeit des Stidier-Hornsteinkalks liegt meist bei 10-20 m, kann aber auch 30 m erreichen.

5.5.3.3 Abgrenzung

Der Stidier-Hornsteinkalk unterscheidet sich von allen anderen benachbarten Einheiten durch die konzentriert auftretenden Hornsteinknollen. Allerdings können auch in den Allgäu-Schichten s.str. bis metermächtige Hornsteinkalke auftreten, die sich lithologisch kaum unterscheiden lassen. Die basalen Echinodermenkalke gleichen dem Hierlatz-Kalk.

Untergrenze: Unter den ersten grauen und braunen kieseligen Echinodermenkalken oder späten Hornstein-

kalken, die

- a) über den dickbankigen bis massigen Kalken des Mitgel-Members;
- b) über Megabreccien auftreten.

Obergrenze: Über den obersten Hornsteinkalken, die unter der Wechsellagerung von Kalken und Mergeln des Spadlatscha-Kalks auftreten.

5.5.4 Spadlatscha-Kalk (neu, informell)

5.5.4.1 Begriff

Ableitung von Piz Spadlatscha / GR (Lk. d. CH 1: 25 000, Blatt 1236 Savognin. Diese cephalopodenreichen Kalke und Mergel treten in ihrer typischen Ausbildung nur in den Bergüner Stöcken der Ela-Decke auf. Bisher nicht speziell bezeichnet, werden sie hier als informelle Untereinheit der Allgäu-Formation ausgeschieden.

5.5.4.2 Charakterisierung

Der Spadlatscha-Kalk besteht aus einer gleichförmigen Wechsellagerung von dünn- bis mittelbankigen Kalken und gelb-braun anwitternden Mergeln in typischer Fleckenmergel-Facies. Die Kalke und Mergel führen fein verteilten oder in Konkretionen und Ammonitensteinkernen angereicherten Pyrit, der oberflächlich meist in rostroten Limonit umgewandelt ist. Neben den vielen Fressbauten (vor allem *Chondrites* sp.) treten häufig Cephalopoden auf: Ammoniten (vor allem Echioceraten), Nautiliden (*Cenoceras* sp.), Aulacoceratiden (*Atractites* sp.) und Belemniten. Im mikritischen, oft etwas knolligen Kalk können zudem Foraminiferen sowie Calcisphaeren, Schwammnadeln, Ostracoden sowie vor allem an der Basis auftretende Gastropoden, Brachiopoden, Crinoiden und Echiniden beobachtet werden.

Die Mächtigkeit beträgt 10-30 m.

5.5.4.3 Abgrenzung

Der Spadlatscha-Kalk unterscheidet sich von den übrigen benachbarten Einheiten vor allem durch seine gleichförmige Wechsellagerung von grauen Kalken und Mergeln und den Cephalopodenreichtum. Lithologisch lässt er sich jedoch kaum von den in den Allgäu-Schichten s.str. auftretenden, allerdings nur geringmächtigen Fleckenkalken und Mergeln unterscheiden. Schwierigkeiten bietet auch die Abgrenzung gegenüber den grauen Varietäten des Adnet-Kalks.

Untergrenze: Siehe 5.5.3.3 Obergrenze Stidier-Hornsteinkalk.

Obergrenze: Unter den ersten Calciturbiditen und Hornsteinkalken der Allgäu-Schichten s.str.

5.5.5 Allgäu-Schichten s.str. (informell)

Mit Allgäu-Schichten s.str. werden jene nicht speziell ausgeschiedenen Serien der Allgäu-Formation bezeichnet, die am besten der allgemeinen Charakterisierung (5.3) entsprechen. Sie bilden meist deren mittlere und höhere Teile und stellen damit auch die Hauptmasse der Allgäu-Formation. Sie können über dem Naira- und Spadlatscha-Kalk, dem Hierlatz- und Adnet-Kalk, aber auch über den Megabreccien auftreten, von denen sie mit den ersten typischen Turbiditen und Hornsteinkalkbänken abge-

grenzt werden. Lokal liegen sie sogar direkt auf schichtparallel oder diskordant abgeschnittener Kössen-, Plattenkalk- oder Hauptdolomit-Formation.

Vermutlich lassen sich auch die Allgäu-Schichten s.str. der oberostalpinen Decken Graubündens noch weiter untergliedern. Da die entsprechenden Schichten im Rahmen dieser Arbeit nicht eingehend untersucht wurden, und vor allem deren Abgrenzung recht unklar ist, soll nur in der regionalen Beschreibung darauf eingegangen werden (5.6).

5.5.6 Bunte Allgäu-Schichten (informell)

In der westlichen Lechtal-Decke und in der S-charl-Einheit der Engadiner Dolomiten ist die Allgäu-Formation über einem Teil der dortigen Adnet-Kalke nur noch geringmächtig ausgebildet (z.B. 20-30 m im Steinbruch Lorüns) und meist braun oder rot gefärbt. Diese Sonderausbildungen der Allgäu-Formation, die in der älteren Literatur als "Ältere Allgäu-Schichten", "Ziegelrot-Serie" (JACOBSHAGEN 1965) oder "Oberer Liasmergelkalk" (SCHILLER 1906) bezeichnet wurden, sollen vorläufig als Bunte Allgäu-Schichten zusammengefasst werden.

5.5.7 Megabreccien und Konglomerate (informell)

In den oberostalpinen Decken Graubündens treten verschiedentlich im unteren Teil der Allgäu-Formation, d.h. in den Alpisella-Schichten oder den Allgäu-Schichten s.str. linsenartig ausgebildete, grobe und schlecht sortierte Breccien und/oder Konglomerate mit grossen Blöcken oder eigentlichen Schichtpaketen aus Kalken und Dolomiten auf. Diese Resedimente können teilweise auch direkt auf schichtparallel oder diskordant abgeschnittenen Gesteinen der Kössen-, Plattenkalk- oder Hauptdolomit-Formation liegen. Oft nur wenige Meter mächtig oder nur durch Einzelblöcke oder Gleitschollen (Olistolithen) vertreten, können sie lokal eine Mächtigkeit von gegen 40 m erreichen.

Beschreibung und Verbreitung werden unter 5.6 aufgeführt.

5.6 Regionale Ausbildung

5.6.1 Lechtal-Decke (Taf. 1)

Die Allgäu-Formation des Westteils der Nördlichen Kalkalpen wurde von JACOBSHAGEN (1965) untersucht und stratigraphisch gegliedert. Danach ist die Fleckenmergel-Facies (d.h. die Allgäu-Schichten) in der westlichsten Lechtal-Decke, im Rätikon und der Davenna-Gruppe nur durch die "Älteren Allgäu-Schichten" vertreten. Anstelle der "Mittleren und Jüngeren Allgäu-Schichten" sollen rote Schwellensedimente vorkommen. Die Beschreibung mit zwei Profilen (Osthang des Wildbergs, Steinbruch Lorüns) und einer Liste der in der Vorarlberger Naturschau in Dornbirn aufbewahrten Ammoniten der Sammlung Fussenegger ist jedoch recht kurz. Nach JACOBSHAGEN (1965, Profil I) liegen am Osthang des Wildbergs etwa 100 m mächtige, besonders einförmige Fleckenkalke und Mergel der "Älteren Allgäu-Schichten" über massigem "Rotem Unterliaskalk". Sie werden von 5 m mächtigen ziegelroten Mergelkalken ("Ziegelrot-Serie"), rötlichen, teilweise spätigen Kalken und schliesslich von Radiolariten überlagert. Nach ARNI (1926) sind die Allgäu-Schichten der Wildberg-Synklinale 50-150 m mächtig.

Eigene Untersuchungen im Gebiet der Schesaplana zeigen, dass die Allgäu-Formation meist über Adnet-Kalken, seltener auch direkt über Schattwald-Schichten einsetzt. Das Profil S-IV bei P. 2783 der Schafköpfe (Taf. 1) zeigt ungefähr die gleiche Abfolge wie dasjenige des Wildberg-Osthangs. Über typischen roten Knollenkalken folgen ca. 5 m graue, teilweise knollige Kalke mit grünlichen Mergelzwischenlagen. Eine metermächtige Breccie (Alpila-Breccie) mit grauen Kalkkomponenten der Kössen-Formation (? Zirmenkopf-Kalk) von max. 50 cm Durchmesser und eine monotone Wechsellagerung von grauen, dünn- bis mittelbankigen Fleckenkalken und Mergeln mit einzelnen Hornsteinknollen der Allgäu-Schichten s.str. schliesst das Profil in der dortigen Synklinalstruktur ab.

In den mehrfach verschuppten Gebieten südöstlich P. 2783 liegen Allgäu-Schichten s.str. direkt auf spalten- und breccienreichen Adnet-Kalken (Profil S-VI, Taf. 1). Die gleiche Abfolge tritt nordwestlich P. 2783 auf. In den Allgäu-Schichten s.str. mit der Wechsellagerung von Fleckenkalken und Mergeln konnten ca. 15 m über der Basis Paltechioceraten gefunden werden. Noch einige Meter höher treten in den Allgäu-Schichten vereinzelte, bis 30 cm grosse Gerölle von grauen Zirmenkopf-Kalken mit verkieselten Korallen auf. Weiter im Osten am grossen Felskopf des Gletschers (P. 2747) liegen über Zirmenkopf-Kalk mit Spaltenfüllungen erst 2-4 m mächtige Schattwald-Schichten, einige Meter rote und graue, belemnitenführende Knollenkalke (Adnet-Kalk) und Allgäu-Schichten s.str. mit kieseligen Kalken und Mergeln.

Direkt bei P. 2747 ist darin eine 5-8 m mächtige slumptartige Konglomeratlage mit deformierten Kalkbänken und bis 30 cm grossen, phacoidartigen Komponenten aus dunkelgrauem kieseligem Kalk eingeschaltet. Diese sind randlich meist stärker verkieselt. Darüber liegen wieder Allgäu-Schichten mit auffallend schwarzen Hornsteinbänken.

Am Schesaplana-Nordgrat tritt eine kleine Synkinalstruktur mit Allgäu-Schichten im Kern auf (Profil S-I, Taf. 1). Dort liegen über Zirmenkopf-Kalk und 6-10 m mächtigen Schattwald-Schichten graue mittelbankige Kalke mit seltenen Verkieselungen, die von einzelnen oliven Mergellagen unterbrochen werden (? Adnet-Kalk). Im unteren Teil dieser Kalke treten rotbraune Fe-Mn Krusten und Knollen bis 10 cm Grösse auf (Fig. 61). Eine ähnliche Abfolge zeigt auch ein kleiner Aufschluss am Gletscherende südlich P. 2493 (Profil S-VIII, Taf. 1). Dort liegen 3 m mächtige mittelbankige graue Kalke mit vielen Bivalven, isolierten Korallenfragmenten und Crinoiden über Schattwald-Schichten. Diese zum Adnet-Kalk gestellten Kalke werden durch einen Hartgrund mit schwarz-grün-roten Fe-Mn-Knollen abgeschlossen, der korrodierte Ammoniten lieferte (Schlotheimidae). Darüber liegen dünn- bis mittelbankige Kalke mit häufigen Fressbauten, die mit oliven Mergeln wechselseitig liegen. Im unteren Teil fanden sich Ammoniten (*Vermiceras* sp.), im oberen, mergelreicherem Teil unvollständig verkieselte Brachiopoden. Weiter oben treten die grauen Kalke zugunsten von braunen parallel-laminierten Mergeln zurück und werden schliesslich von Konglomeraten und Breccien überlagert. Eine untere Bank von ca. 2 m Mächtigkeit schliesst in einer braunen Mergelmatrix gerundete graue, teilweise verkieselte Kalkkomponenten von max. 10 cm Grösse und meterlange verbogene Schichtpakete des liegenden Kalks ein. Darüber folgen weitere Breccienbänke mit grauer Kalkmatrix und maximal 50 cm grossen, oft eckigen Komponenten von mittel- oder dunkelgrauem, teils siltigem Kalk. Hier treten die ersten Belemniten auf.

Am Nordostgrat des Kleinen Zirmenkopfs (Profil S-III, Taf. 1) liegen über Schattwald-Schichten 1.5 m mächtige, dünn- bis mittelbankige Kalke mit braunen Limonitkrusten. Neben vielen Bivalven konnten seltene Brachiopoden und ein unbestimmbarer kleiner Ammonit gefunden werden. Es folgen dünnbankige mittelgraue kieselige Kalke mit verkieselten Brachiopoden (Zeilleriden), die in eine Wechselseitlagerung von grauen Kalken und braunen Mergeln übergehen. Sie werden nach ca. 50 m von einer mächtigen Breccie überlagert. Die Breccien und Konglomerate in der Allgäu-Formation des Schesaplana-Gebiets werden als Alpila-Breccien bezeichnet, deren Typokalität in der Mittagsspitze-Geissspitze-Zone liegt (Geologische Karte des Rätikons, HEISSEL et al. 1965).

Im Steinbruch Lorüns (Profil -I, Taf. 1) gehen die Adnet-Kalke oben in eine dünnbankige, 25-30 m mächtige Serie von grauen und roten Kalken und dünnen Mergellagen über, die häufig Knollen und Lagen von Hornstein, Fressbauten, Belemniten und einzelne Ammoniten enthalten (BERTLE et al. 1979). Diese Bunten Allgäu-Schichten wurden von JACOBSHAGEN (1965) zu den "Älteren Allgäu-Schichten" gestellt.

5.6.2 Aroser Dolomiten (Taf. 3)

Die Allgäu-Formation ist nur im Westabschnitt zwischen Erzhorn und Lenzerhorn unter der Überschiebung der Silvretta-Decke erhalten geblieben. Im ganzen Gebiet setzt über dem massig erscheinenden Culmet-Kalk eine regelmässige Wechselseitlagerung von dünnbankigen blau-grauen Kalken und dünnen Mergellagen ein, die zu den Alpisella-Schichten gezählt werden. Sie führen im unteren Teil eine reiche, teilweise verkieselte Fauna von isolierten Spongiennadeln, Brachiopoden (Zeilleriden, Spiriferiden) und Bivalven. Seltener treten auch Einzelkorallen, Gastropoden, Crinoiden und Echiniden auf. Etwa 15 m über dem Culmet-Kalk schalten sich metermächtige braune Mergel ein. Die dazwischen liegenden blau-grauen Kalke enthalten verkieselte Brachiopoden (Zeilleriden, Rhynchonelliden) und Ammoniten (*Waehneroceras* sp.). Die rund 60 m mächtigen Alpisella-Schichten gehen oben in die monotonen Abfolge von blau-grauen dünn- bis mittelbankigen Kalken des Naira-Kalks über, der nach BAUMGARTNER (1974) über 100 m mächtig und von mergelreichen Allgäu-Schichten s.str. überlagert wird. Die mindestens 80 m mächtigen, dünnlaminierten braun gestreiften Mergel enthalten häufige Einschlüsse von dünnen Kalkbänken, die teilweise als Calcarenite ausgebildet sind. BRAUCHLI (1921) und BAUMGARTNER (1974) fanden eine einzige gradierte Feinbreccie mit gelben Dolomitkomponenten, Echinodermenresten, Foraminiferen und Ooiden. Diese Breccie und die Calcarenite dürften Turbidite darstellen, die hier allerdings praktisch nur durch ihre distalen Teile vertreten sind.

Die Allgäu-Formation wird oben durch die Silvretta-Überschiebung tektonisch begrenzt.

5.6.3 Ela-Decke (Taf. 4)

In den Bergüner Stöcken, zwischen Albula und Piz Mitgel ist die Allgäu-Formation gut aufgeschlossen. Der Stidier-Hornsteinkalk mit wechselnder Mächtigkeit von 5-30 m bildet deren Basis unter dem 10-

30 m mächtigen Spadlatscha-Kalk (Fig. 7). Beide sind durchgehend und typisch ausgebildet. Die Allgäu-Schichten s.str. setzen mit den ersten Turbiditen ein. Diese sind am Piz Mitgel am vollständigsten ausgebildet und enthalten oft eine basale Breccie, deren Komponenten aus grauen Kalken und gelb anwitternden Dolomiten meist nur 1-4 mm, selten bis 2 cm gross sind. Daneben treten untergeordnet Fossilfragmente (Echinodermen, Bivalven, Belemniten) auf (FURRER 1974). Weiter im Osten zeigen sie hingegen nur noch eine unvollständige Sequenz, da das gradierte Intervall praktisch fehlt und oft nur noch durch feine gelbe Komponenten an der Basis der laminierten Intervalle nachgewiesen werden kann (ROHRBACH 1976).

Etwa 140 m über der Basis der Allgäu-Formation tritt am Westgrat des Piz Mitgel eine 2.5 m mächtige kieselige Kalkbank auf, die bis zu 20 cm grosse Komponenten von Lumachellenkalken und kalkigen Dolomiten der Kössen-Formation einschliesst ("pebbly mudstone"). Im oberen Teil der rund 300 m mächtigen Allgäu-Schichten s.str. treten die Turbidite und Kalke zugunsten der Mergel zurück.

Am Piz Toissa liegt die Allgäu-Formation auf diskordant abgeschnittener Kössen-Formation oder Uglis-Plattenkalk. Die Basis wird durch eine Megabreccie gebildet (FRANK 1981). Nach gemeinsamen Aufnahmen mit G. Eberli und S. Frank ist diese Breccie sehr uneinheitlich aufgebaut. An der Nordseite des Piz Toissa (Profil TS-I, Taf. 4) liegt sie als ca. 5 - 6 m mächtige Lage direkt schichtparallel auf kalkigen Dolomiten des Uglis-Plattenkalks (Fig. 62). Die Megabreccie zeigt eine chaotische Zusammensetzung von zentimeter- bis metergrossen, kantigen bis gerundeten Komponenten ("grainsupported"), die von dunklen Schiefertonen und Mergeln umschlossen werden. Die Lithoklasten bestehen aus dunkelgrauem Kalk, typischen Kössen-Lumachellen, grauen und gelben Dolomiten sowie schwarzen Hornsteinknollen. Die obersten 30-80 cm bestehen aus einer besser sortierten Breccie mit maximal 5 cm grossen Komponenten, die in einer kieseligen Kalkmatrix Belemniten von maximal 8 mm Durchmesser enthält. Darüber liegt ein ca. 13 m mächtiger Hornsteinkalk. Er enthält im mittleren Teil einige isolierte, bis 20 cm grosse Gerölle, die aus Breccienmaterial bestehen, wie es im Dach der Megabreccie auftritt.



Fig. 62: Megabreccie (MB) über schichtparallel abgeschnittenem Uglis-Plattenkalk (UP) und unter Stidier-Hornsteinkalk (SH). Die 5-6 m mächtige chaotische Megabreccie wird oben durch eine gut sortierte und gebankte Breccie abgeschlossen. Piz Toissa-Nordseite (Ela-Decke).

Am Ostgrat des Piz Toissa, ca. 200 m östlich P. 2633, ist die Breccie ebenfalls mehrere Meter mächtig. Sie enthält einen 2 x 4 m mächtigen grossen Block aus hellgrauem massigem Kalk mit Megalodonten, Einzelkorallen und Gastropoden, der aus dem Zirmenkopf-Kalk der Kössen-Formation stammen muss. Daneben findet sich in der Breccie auch ein isoliertes, 4 m mächtiges Schichtpaket aus typischem Uglis-Plattenkalk, das oben und unten von einer 10-40 cm mächtigen, weiß anwitternden Hornsteinbank begleitet wird. Die Basis der Breccie ist leider nicht aufgeschlossen.

Ca. 20 m weiter südlich liegt die Breccie über Uglis-Plattenkalk und geringmächtigen Kalken und Mergeln des Alplihorn-Members. Die Basis ist aber ebenfalls nicht aufgeschlossen. Der untere Teil zeigt einen chaotischen Aufbau und enthält ein grösseres Schichtpaket aus dunkelgrauem Kalkolith. Da-

über folgt eine vor allem im oberen Teil gut sortierte und gradierte Breccie von 1.5 m Mächtigkeit, deren Komponenten unten bis 10 cm, oben nur noch 1.5 cm gross sind. In einer grauen, teils gelb-braunen kieseligen Kalkmatrix liegen tektonisch deformierte, kantengerundete bis gerundete Gerölle aus dunkelgrauem Kalk, gelben kalkigen Dolomiten, hellgrauen Dolomiten sowie schwarze Schiefertonschmitzen und kantige Hornsteinbrocken. Im oberen Teil sind Belemnitenbruchstücke von 4-5 mm Durchmesser nicht selten. Darüber liegt mit scharfem Kontakt ein nur 5 m mächtiger Hornsteinkalk.

Am Südhang des Piz Toissa (Profil TS-III, Taf. 4) ist die Breccie nur noch lokal in bis 50 cm mächtigen Linsen an der Basis des Stidier-Hornsteinkalks vertreten. Sie liegt über diskordant abgeschnittenen Schichten des Schesaplana-Members der Kössen-Formation. Diese Breccie ist gut sortiert, teilweise sogar gradiert und enthält bis 4 cm grosse, tektonisch gelängte Komponenten der verschiedenen früher beschriebenen Gesteinstypen. Es finden sich bis 10 mm dicke Belemniten und isolierte Zähne des Selachiers *Sphenodus*. Oft fehlt die Breccie ganz oder wird nur noch durch eine 1 cm mächtige arenitische Lage mit gelben Dolomitkomponenten an der Basis des Stidier-Hornsteinkalks angedeutet, wie sie auch in den Bergüner Stöcken auftreten. Über dem 5-13 m mächtigen Stidier-Hornsteinkalk folgen ca. 10 m verschieferete Kalke und Mergel, in denen nur Belemniten, aber keine Ammoniten gefunden wurden. Sie dürften dem Spadlatscha-Kalk entsprechen. Die darüberliegenden Allgäu-Schichten s.str. setzen mit metermächtigen Turbiditen ein, an deren Basis meist linsenartig auftretende arenitische Lagen mit Echinodermenresten und gelben Dolomitklasten erkannt werden können. Südwestlich P. 2633 zeigt der erste und etwa 50 m daneben auch der zweite Turbidit je eine slumpartige Verfaltung und Verdickung unter ungestört darüber hinwegziehenden weiteren Turbiditen. Höher oben sind die Turbidite viel mächtiger und bestehen aus mehreren Meter mächtigen Kalkbänken mit Hornsteinlagen und bis 10 m mächtigen Mergeln. Aber erst etwa 100 m höher oben treten metermächtige Echinodermenkalke und die typischen Feinbreccien auf. Der Gipfel des Piz Toissa und dessen Südwestgrat zeigt eine auffallende Serie von rinnenartig ausgebildeten metermächtigen Breccien und Konglomeraten, die oben meist scharf von laminierten und verkieselten Kalken bedeckt werden. Die Breccien sind oft gut sortiert, teils sogar gradiert und enthalten in einer Kalkmatrix praktisch nur graue, typische Hauptdolomitkomponenten von wenigen Zentimetern Durchmesser. Im unteren, meist schlecht sortierten Teil treten bis 20 cm grosse gerundete Kalk- und Dolomitblöcke auf.

In den übrigen Teilen der Ela-Decke lässt sich die Allgäu-Formation wegen den tektonischen Komplikationen und den schlechten Aufschlussverhältnissen nur schlecht gliedern. An den Nordgraten des Piz Mitgel liegen über reduzierten Serien der Kössen-Formation teils noch wenige Meter mächtiger Stidier-Hornsteinkalk und Spadlatscha-Kalk, oft aber direkt Allgäu-Schichten s.str., die meist mit laminierten Kalken und Mergeln einsetzen. Sie enthalten wenige Turbidite und einzelne schlecht sortierte Breccien mit bis 5 cm grossen Geröllen.

Eine ähnliche Abfolge lässt sich auch am Bergüner Stein beobachten, wo 0.5 m über dem Hierlatz-Kalk eine erste laminierte, kieselige Kalkbank und 2.5 m höher oben eine erste Breccie mit bis 8 cm grossen Gerölle aus grauen Kalken und rötlichen Lumachellen auftritt. Nach BOLLINGER (1981) setzt auch hier erst ca. 140 m über der Basis eine breccienreiche Serie ein.

In der Crap-Ses-Mulde und unter der Motta Palousa treten nach OTT (1925) und FRANK (1981) kieselige Kalke und Mergel der Allgäu-Formation zum Teil direkt auf Hauptdolomit, oft aber über grauen Kalken, Breccien und bunten Echinodermenkalken auf (4.4.3.2). Auffallend sind die mächtigen Breccien, deren Ausbildung und Verbreitung aber noch zu wenig untersucht ist. Sie liegen meist über Hauptdolomit oder gehen ohne scharfe Grenze daraus hervor. Wegen ihrer massigen Erscheinung und den dominierenden Dolomitkomponenten wurden sie von OTT (1925) als "kalkig-brecciose Facies" zum Hauptdolomit gestellt. Solche Breccien treten östlich der Motta Palousa, bei Crap Ses, Lischiera und Crap Pisch nördlich der Aclas da Surava auf (OTT 1925). An der Alpstrasse südöstlich P. 1154.9 liegt über der Überschiebungsfalte der Ela-Decke eine ca. 40 m mächtige wandbildende Abfolge von dunkelgrauen Kalken, schwarzen Mergeln, Breccien oder Konglomeraten mit Komponenten aus dunkel- und hellgrauen mikritischen Kalken. Daneben treten netzartige, dunkelgraue Kalkspatadern (Spalten) auf, die wie das ganze Gestein tektonisch deformiert und geflossen sind. Darüber folgt eine 20 m mächtige Abfolge von Breccien, die nur eine undeutliche Bankung erkennen lassen. Im unteren Teil treten zwei 1.5 m mächtige mittelgraue, teilweise gelb oder rötlich gefleckte mikritische Kalkbänke auf, in denen vereinzelte Komponenten aus Kalk oder Dolomit schwimmen. Eine dieser Komponenten besteht aus einem rötlichen, bivalven- und brachiopodenführenden Oolith, wie er im unteren Teil des Zirmenkopf-Kalks am Bergüner Stein gefunden wurde. Die Hauptmasse der Breccie enthält Komponenten von Millimeter- bis Metergrösse aus grauem Dolomit des Hauptdolomit-Typs oder Kalken mit dolomitisierten Peloiden, die in einer dunkelgrauen bis rötlichen Kalkmatrix liegen. Zuoberst folgt eine 2-3 m mächtige Bank oder ein Schichtpaket von kalkigen Dolomiten, dunkelgrauen und rötlich gefleckten Kalken mit Linsen oder Lagen von Crinoidenkalken, in denen zuoberst vereinzelte Komponenten aus grauem

Dolomit auftreten. Ganz in der Nähe fanden sich darin deformierte grosse Belemniten und ein unbestimmbarer Ammonit. Über dieser Breccie folgen Allgäu-Schichten s.str. mit einer Wechsellagerung von dunkelgrauen Mergeln und teilweise verkieselten Kalken.

Die Allgäu-Formation der Ela-Decke östlich der Albula wurde durch EUGSTER (1924), EGGENBERGER (1926) und HEIERLI (1955) untersucht. Sie ist vor allem durch mächtige Allgäu-Schichten s.str. ("Blaisun-Lias") vertreten, die meist intensiv verfaltet sind. Eine sichere Gliederung konnte nicht durchgeführt werden. Interessant sind die braunen Eisen- und Mangan-Schiefer, die im mittleren Abschnitt am Piz Üertsch und Piz Blaisun eingelagert sind. Die Basis der Allgäu-Formation ist nur westlich des Piz Üertsch erhalten. Auf der Nord- und Südseite des Piz Muot folgt ohne Winkeldiskordanz über Brachiopoden- und Korallenkalke des Schesaplana-Members der Kössen-Formation zuerst ein grauer, echinodermenführender Kalk von etwa 5 m Mächtigkeit. Die dünnbankigen Kalke führen kleine Belemniten von 4-6 mm Durchmesser. Darüber setzen die Allgäu-Schichten s.str. mit einer Wechsellagerung von grauen, teils laminierten kieseligen Kalken und Mergeln mit häufigen Fressbauten ein. Südlich der Alp Tisch (Profil VT-I, Taf. 4) tritt 16 m über deren Basis eine ca. 4 m mächtige Mergellage auf, in deren unterem Teil einzelne bis 15 cm grosse Kalkgerölle und kantige Hornsteinkomponenten schwimmen ("pebbly mudstone"). Darüber tritt nochmals eine konglomeratische, slumpartig verfaltete Kalkbank auf, die grössere Belemniten von ca. 10 mm Durchmesser enthält. Schliesslich setzt eine hornsteinreiche Abfolge von kieseligen Kalken, Hornsteinkalken und Mergeln ein, in der vereinzelt typische Turbidite mit basalen Breccien festgestellt werden können.

Am Ostgrat des Piz Zavretta konnten ca. 500 m östlich P. 2854 (Koordinaten 781.400/ 163.375, Höhe 2620) im unteren Teil der Allgäu-Schichten s.str. über den Echinodermenkalken stark deformierte, auf weniger als 1 mm ausgedünnte Belemniten, Ammoniten, Brachiopoden (Spiriferiniden) und Echinidenstacheln gefunden werden. Zwischen Piz Zavretta und Piz Üertsch liegen hornsteinreiche Allgäu-Schichten s.str. mit Belemniten, Inoceramen und Fressbauten teilweise direkt auf diskordant abgeschnittenen Grenzschichten der Hauptdolomit- und Kössen-Formationen oder auf konglomeratischen kieseligen Kalken mit phacoidartigen, randlich verkieselten Kalkknollen und Komponenten aus grauen, teils bivalvenreichen Kössen-Gerölle. Hundert Meter östlich P. 3059 tritt darin sogar ein metergrosser Block eines kalkigen Dolomits mit ver-kieselten Thecosmilien auf (Profil Z-III, Taf. 4). Am Piz Üertsch liegt die Allgäu-Formation direkt auf Hauptdolomit. Der Kontakt ist jedoch immer tektonisch überprägt (HEIERLI 1955).

5.6.4 Engadiner Dolomiten s.str. (Taf. 5)

In der Nordecke der Engadiner Dolomiten treten in der S-charl-Einheit unter der Schlinig-Linie chaotische Megabreccien (Lischana-Breccie) und geringmächtige, teils graue, teils bunte Kalke, Kieselkalke, Echinodermenkalke und Mergel auf, die mit Vorbehalt zur Allgäu-Formation gestellt werden. Die Abfolge wurde nicht genauer untersucht. Neben eigenen Beobachtungen stützt sich die Beschreibung vor allem auf ältere Arbeiten.

In der Lischana-Gruppe liegt über diskordant abgeschnittenem Hauptdolomit (Fig. 63) die bekannte, bis 50 m mächtige "Liasbreccie". Diese sogenannte Lischana-Breccie zeigt einen chaotischen, nicht geschichteten Aufbau aus millimeter- bis metergrossen Komponenten (Fig. 64). Neben den vor allem im unteren Teil dominierenden, bis 6 m grossen kantigen bis kantengerundeten Dolomitblöcken des Hauptdolomit-Typs kommen gelb anwitternde kalkige Dolomite, blau-graue Kalke sowie selten Lumachellen- und Korallenkalke der Kössen-Formation vor. Daneben finden sich speziell im oberen Teil der Breccie häufige Gerölle und bis 20 m lange, metermächtige Schichtpakete aus hellgrauem Crinoidenkalk. Diese Gerölle sind oft von rundlicher Form und schliessen randlich kantige Gerölle von Dolomit oder Kalk ein (Schneeballstruktur, Fig. 65). Crinoidenkalke bilden oft auch die Matrix der Breccie, die meist grau, selten rot gefärbt ist. Aus diesem Grund wurde die Breccie in der Literatur oft als "Steinsberger Breccie" und "Steinsberger Kalk" bezeichnet. (SCHILLER 1904). Verschiedentlich ist die Breccie durch Mangan braun-schwarz verfärbt. Der untere, meist fast vollständig aus Dolomitkomponenten bestehende Teil der Breccie geht zum Teil ohne scharfe Grenze aus dem liegenden Hauptdolomit hervor, der oberflächlich oft von meterbreiten und mehrere Meter tiefen Spalten zerrissen wird. Deren Füllung besteht meist aus rötlichen Schiefertonen oder Kalken (z.B. am Weg 75 m nördlich P. 2804). Nach KELLERHALS (1966) greift die Breccie taschenartig bis 40 m tief in den Hauptdolomit, in dem bei Fora da l'Aua sogar eine 2-4 m breite und 30 m tiefe Spalte mit roter Kalkfüllung auftritt.

In der Lischana-Breccie finden sich neben den häufigen Crinoiden-Stielgliedern (vor allem Iso-criniden) noch Haizähne (*Sphenodus* sp.), grosse Belemniten und Aptychen sowie nach SCHILLER (1904) Brachiopoden, Gastropoden und Echiniden. Nach KELLERHALS (1966) und CADISCH et al.

(1968) geht die Breccie oben lokal in graue und rötliche Crinoidenkalke über. Das bereits von SCHILLER (1904) beschriebene lokale Vorkommen von "Acanthicus-Kalk" in der oberen Val Lischana 200 m NE P. 2804 gehört nach den neuesten Untersuchungen von P. Mader (Zürich) als Gleitscholle noch in den oberen Teil der Lischana-Breccie. Aufgrund der darin häufigen Ammoniten und Aptychen muss die obere Lischana-Breccie also mindestens in diesem Gebiet jünger als Kimmeridgian sein. Normalerweise liegen über der Breccie aber stark verschieferte braun-schwarze Mergel und dunkelgraue dünnbankige Kalke mit Einschaltungen von gelblichen laminierten Kieselkalken und Echinodermenkalke. Sie führen nach CADISCH et al. (1968) Belemniten und unbestimmbare Ammoniten, Crinoiden, Foraminiferen und Radiolarien. Sie wurden als "Liasschiefer" bezeichnet, dürften aber vermutlich schon in die Kreide gehören. Die Ammonitenfunde konnten nicht bestätigt werden.

PIZ SAN JON DADAIN



Fig. 63: Lischana-Breccie (LB) auf diskordant abgeschnittener Hauptdolomit-Formation (HD). Die hangenden schwarzen Schiefer (?Kreideschiefer = KS) werden von der höheren Schuppe des Piz San Jon Dadaint überlagert. Piz-San-Jon-Ostseite (S-charl-Einheit).



Fig. 64: Chaotische Kalk- und Dolomit-Megabreccie. Obere Lischana-Breccie (spätester Jura oder frühe Kreide) Obere Val Lischana (S-charl- Einheit). Der Dolomitblock in der Bildmitte ist 6 m lang.



Fig. 65: Crinoidenkalkblock mit randlich eingeschlossenen eckigen Dolomitkomponenten. Obere Lischana-Breccie (spätester Jura oder frühe Kreide), Obere Val Lischana (S-charl-Einheit). Hammerlänge = 50 cm.

Im Gebiet des Piz S-chalambert und Piz Lad tritt nach SCHILLER (1906) und BURKARD (1953) eine ähnlich ausgebildete Lischana-Breccie über dem Hauptdolomit auf. Im Gegensatz zur Lischana-Gruppe wird hier die Breccie nicht von braun-schwarzen Mergeln und Kalken überlagert, sondern geht immer feiner werdend in rote, graue und grünliche, teils spätere Kalke über (Bunte Allgäu-Schichten?). Sie enthalten Echiniden- und Crinoidenreste, Belemniten und Foraminiferen. Wie an der Lischana können sie aber auch hier wieder aufgearbeitet sein und als Komponenten in der Breccie auftreten. Nur bei Platas fanden sich bisher braun-rote Mergelkalke mit eckigen Dolomitkomponenten, die eine kleine Fauna des unteren Toarcian mit Ammoniten (*Hildoceras bifrons*) lieferten (SCHILLER 1906, "Oberer Liasmergelkalk"). Leider ist das Belegmaterial in der Universität Freiburg nicht mehr auffindbar. Auf der Westseite der S-chalambert-Kette geht die Lischana-Breccie in rot-weiss gebänderte Kalke über, die ihrerseits oben in dünnbankige gelbliche Kieselschiefer des Blais-Radiolarits übergehen.

Im stark deformierten Gebiet des Schlinig-Passes sind am Follerkopf mit geringmächtigen Kieselkalken und Mergelschiefern typische Allgäu-Schichten s.str. über dem Hauptdolomit erhalten geblieben.

5.6.5 Ortler-Einheit (Taf. 6)

Zwischen der Engadiner Linie und der Valle di Livigno sind die Trias-Jura-Grenzschichten durch eine frühlässische Tektonik stark gestört worden. Dementsprechend ist die Basis der Allgäu-Formation sehr unterschiedlich ausgebildet. Fast immer tritt an der Basis eine (oder auch mehrere) Lagen von chaotischen Megabreccien auf. Sie liegen unter oder in den Alpisella Schichten, teilweise aber auch in den Allgäu-Schichten s.str. Eine normal-stratigraphische Auflagerung von Alpisella-Schichten auf Culmet-Kalk oder Kössen-Formation wurde hier nie beobachtet. Die Mächtigkeit und Verbreitung dieser Megabreccien ist sehr variabel. An der Spi da Chaschauna, bei P. 2775, erreichen sie mit ca. 40 m das Maximum (Fig. 66; Profil G-IV, Taf. 6). Dort liegt eine als Chaschauna-Breccie (DÖSSEGGER et al. 1982) bezeichnete Megabreccie beinahe schichtparallel auf basalen Teilen des Alplihorn-Members der Kössen-Formation. Diese sind aber verschiedentlich verbogen und in grösseren Schichtpaketen bewegt worden.

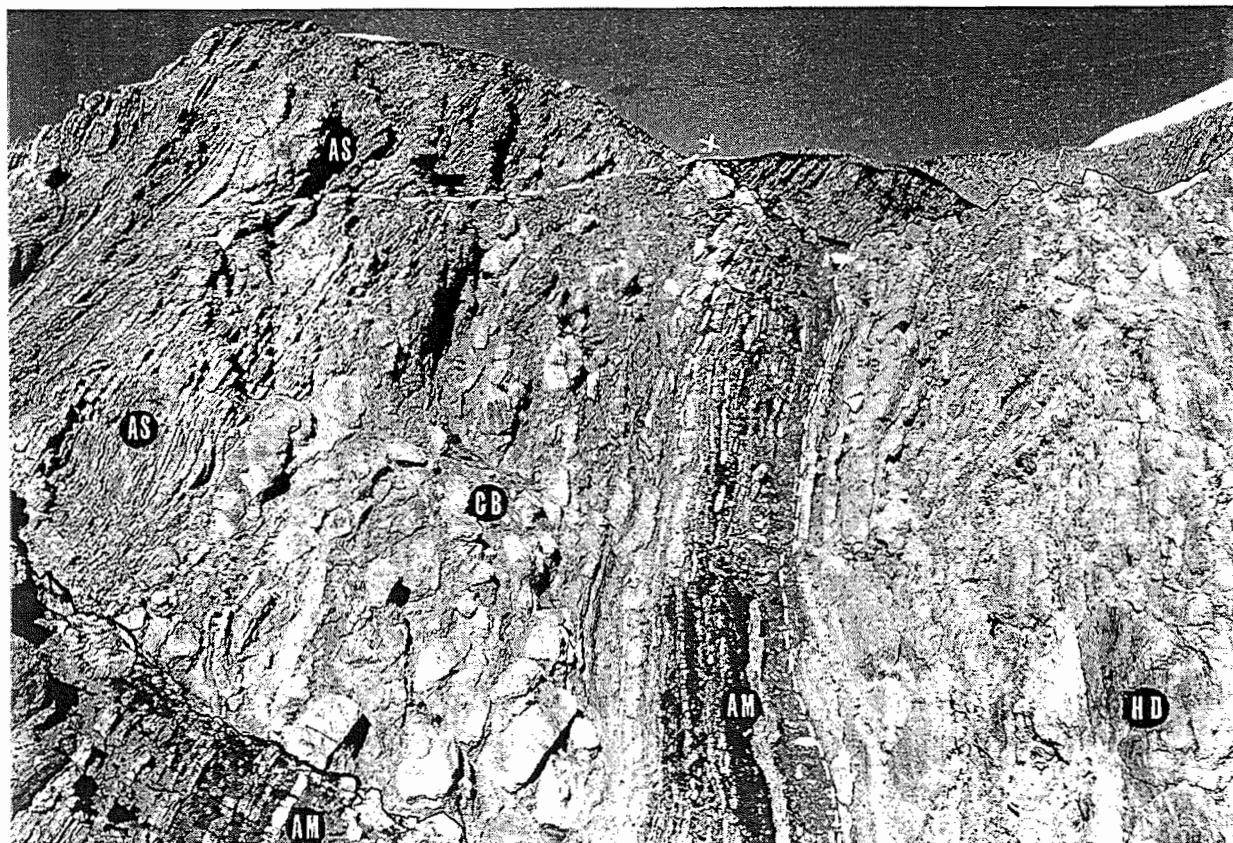


Fig. 66: Chaschauna-Breccie (CB) auf schichtparallel abgeschnittenem Alplihorn-Member (AM) und Hauptdolomit-Formation (HD), überlagert von Allgäu-Schichten s.str. (AS). Die grössten Blöcke sind etwa 10 m lang. Spi da Chaschauna, ca. 150 m E P. 2775 (Ortler-Einheit).

Die Megabreccien enthalten überwiegend Kalkkomponenten der Kössen-Formation. Neben blau-grauen, braun anwitternden Lumachellenkalken und gelben kalkigen Dolomiten können auch rötliche Oolithe, graue Korallen- und Brachiopodenkalke und dunkle Mergel oder Schiefertone beobachtet werden. Seltener finden sich metergroße eckige Komponenten des Hauptdolomit-Typs. Die Komponenten sind teils eckig, teils gerundet und liegen meist schlecht sortiert in einer Matrix aus dunkelgrauem, teilweise olivem Kalk und Mergel. Die Größe schwankt zwischen wenigen Millimetern und einigen Metern. Im unteren Teil treten mehr oder weniger schichtparallel eingelagerte, teilweise verbogene oder zerbrochene Schichtpakete aus mittelbankigen Kalken, gelben Dolomiten, herbstlaubfarbenen Schiefertonen, Siltsteinen, oliven Mergeln, Brachiopoden- und Korallenkalke sowie Oolithen des Schesaplana-Members auf. Für den oberen Teil charakteristisch sind metergroße Blöcke aus massigem hell-grauem Kalk, die oft randliche Verkieselungen zeigen. Sie enthalten oft verkieselte Korallen (Thecosmilien, Einzelkorallen), Brachiopoden und Megalodonten (*Conchodus infraliasicus*). Daneben finden sich auch mehr als 10 m mächtige Schichtpakete aus dickbankigen bis massigen grauen Kalken und gelben kalkigen Dolomiten, die wie die oben erwähnten Einzelblöcke zum größten Teil aus dem Zirmenkopf- oder Culmet-Kalk stammen müssen. Einer dieser Blöcke (75 m nordwestlich P. 2775) zeigt auf der Oberseite eine ca. 20 cm mächtige hardgroundartige Lage mit braunroten bis schwarzen Phosphoritknollen und vielen fladenartigen Gerölle aus grau-olivem dolomitischen Kalk, die allseitig von Muscheln angebohrt sind (Fig. 67). Oft sind auch die Füllungen dieser Bohrungen phosphoritisiert. In der grauen Kalkmatrix finden sich viele Foraminiferen (*Involutina liassica*), Echinodermenreste (vor allem Crinoiden), vereinzelte unvollständig verkieselte Brachiopoden und Muscheln sowie einige Zahnpflatten von Chimären (DUFFIN & FURRER 1981).

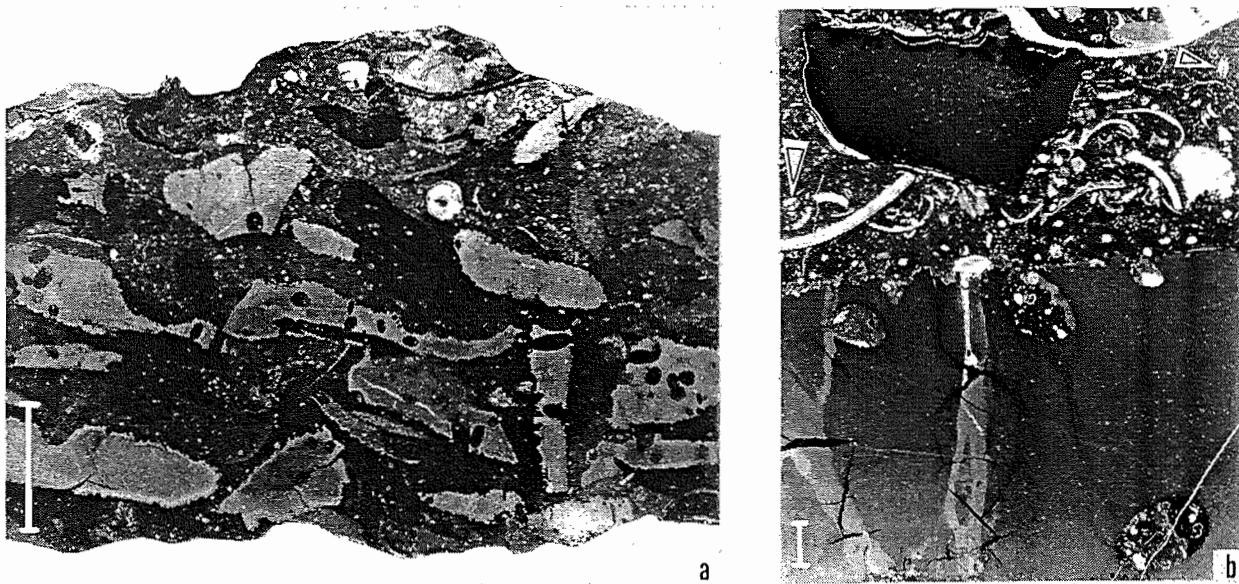


Fig. 67: Hartgrund mit angebohrten Gerölle aus dolomitischen Kalk, Phosphoritknollen, Crinoiden, Brachiopoden, Bivalven und Foraminiferen. Zusammen mit seiner Unterlage aus massigem Kalk (Zirmenkopf- oder Culmet-Kalk ?) als Megablock in der Chaschauna-Breccie. Spi da Chaschauna bei P. 2775 (Ortler-Einheit). G 25.
a: Anschliff. Balkenlänge = 2 cm; b: Dünnschliff mit *Involutina liassica* (JONES) (Pfeile). Balkenlänge = 2 mm.

Selten treten bis metergroße Blöcke auf, die ihrerseits aus besser sortierten Konglomeraten bestehen, welche offensichtlich aufgearbeitet wurden. Die obersten 2-3 m der Breccie zeigen eine rasche Korngrößenabnahme und werden von einer 30 cm mächtigen graduierten Konglomeratbank abgeschlossen. Darüber folgen Turbidite mit unvollständigen Bouma-Sequenzen und hornsteinreiche Kalke, die mit Mergeln wechselseitig liegen. Etwa 3 m über der Basis dieser hornsteinreichen Allgäu-Schichten s.str. fand R. Dössegger ein *Arnioceras* sp. Aus dem gleichen Niveau konnten zusätzlich eine *Uptonia* sp. und etwa 15 m höher oben weitere Ammoniten (*Fuciniceras* sp., *Protogrammoceras* sp.) gefunden werden.

Weiter im Norden, auf der Südseite des Grats zwischen P. 2775 und P. 2677.0 treten meist drei 2-15 m mächtige Lagen von ähnlich zusammengesetzten chaotischen Breccien auf. Die unterste Breccie liegt normalerweise auf diskordant abgeschnittenen Basisschichten des Alplihorn-Members oder Uglis-Plattenkalk. Zwischen die verschiedenen Breccienlagen schalten sich 10-20 m mächtige Wechselseitigkeiten von dunkelgrauen Mergeln und Kalken ein, die häufig schwarz gefärbte Hornsteinknollen führen. Seltener finden sich auch Turbidite mit gut ausgebildetem Basisintervall Ta aus den bekannten

Feinbreccien oder grauen Echinodermenkalken. Typisch sind auch Spiculite. Über der zweiten Breccienlage konnten in solchen Spatkalken verschiedenenorts verkieselte Brachiopoden (Rhynchonelliden) und kleine Belemniten gefunden werden. 250 m südwestlich P. 2677.0 tritt in der zweiten Breccienlage ein mehrere Meter langes Schichtpaket von rotem Echinodermenkalk des Hierlitz-Typs auf. In der Felswand westlich P. 2677.0 ist nur eine Breccienlage ausgebildet. Sie liegt direkt auf der Hauptdolomit-Formation, die teilweise von Spalten mit roter Dolomitfüllung durchbrochen wird. In der Runse 325 m südlich P. 2452.8 treten ebenfalls rote Schiefer als schmale Spaltenfüllungen in Uglis-Plattenkalk auf. Sie werden allerdings direkt von Allgäu-Schichten s.str. überlagert, deren Basis dolomitisiert ist. In der gleichen Runse finden sich schlecht aufgeschlossene rote Kalke und Encrinite des Hierlitz-Typs, die spaltenartig an der Basis der Breccie oder im Hauptdolomit auftreten. Über den Breccienlagen folgen typische Allgäu-Schichten s.str. mit Kalk-Mergel-Wechsellschichten, Hornsteinknollen und Turbiditen. Verschiedentlich können hier noch isolierte, metergroße Blöcke oder grössere Gleitschollen als Olistolithen aus massigen grauen Kalken eingelagert sein (Fig. 68). Die zwischen den untersten Breccienlagen auftretenden Wechsellschichten von dunklen kieseligen Mergeln und Kalken mit schwarzen Hornsteinen gleichen den Alpisella-Schichten, können aber nur schlecht von den Allgäu-Schichten s.str. abgetrennt werden.



Fig. 68: Olistolith aus massigem Kalk der Kössen-Formation (Durchmesser ca. 5 m) in Allgäu-Schichten s.str. Nordseite der Spi da Chaschauna, ca. 350 m NNW P. 2857 (Ortler-Einheit).

Eine ähnliche Stellung nehmen auch die "Rhynchonellinen-Schichten" ein, die seit ZOEPPRITZ (1906) durch ihre aussergewöhnliche Brachiopodenfauna bekannt sind. Sie werden ebenfalls zu den Alpisella-Schichten gezählt. Anstehend finden sie sich im Sattel und auf beiden Seiten des Grates ca. 250 m westlich P. 2857. ZOEPPRITZ fand seine Rhynchonellinen im Schutt der Val Püra. Ein weiteres Vorkommen wurde von SIEBER (1965) im Schutt des Talkessels bei P. 2321 östlich Ils Fouruns der oberen Val Trupchun entdeckt und durch R. Dössegger am Grat oben anstehend nachgewiesen. Am erwähnten Sattel liegen ca. 2 m mächtige, dünnbankige schwarze Kalke und Mergel direkt über Hauptdolomit. Sie enthalten isolierbare Brachiopoden (*Rhynchonellina suessi* BÖSE, *Sulcirostra fuggeri* [FRAUSCHER]). Darüber folgen hornsteinführende Kalke und Mergel, die zusammen mit groben Breccien verfaltet sind. Auf der Nordseite des Grats (Profil G-XI, Taf. 6) liegt über dem Hauptdolomit und einer schuttbedeckten Runse eine ca. 8 m mächtige Abfolge von dunkelgrauen kieseligen Kalken und feinlaminierten Kieselschiefern mit seltenen schwarzen Hornsteinknollen. Die Kalke enthalten vereinzelte oder angereicherte Brachiopoden der oben erwähnten Arten. Im oberen Teil treten Turbidite mit basalen, teilweise graduierten Brachiopoden-Lumachellen oder Crinoidenkalken auf, die Skelettreste von dictyiden Kieselschwämmen führen (Fig. 69). Neben den dominierenden Brachiopoden und Crinoiden treten Kieselschwammnadeln, Foraminiferen und seltene Bivalven auf, die meist unvollständig verkieselten. Die Kieselschiefer sind dünn laminiert und bestehen zum grössten Teil aus isolierten Kieselnadeln. Sie enthalten selten Brachiopoden, Krebse (*Coleia* sp.) und Radiolarien, sowie Zähne, Schuppen und Wirbel

von Knorpel- und Knochenfischen (u.a. *Sphenodus* sp.). Der Übergang dieser "Rhynchonellinen-Schichten" zu den hangenden Allgäu-Schichten s.str. ist leider tektonisch gestört. Es scheint aber noch mindestens eine Breccienbank darüber zu liegen. Bruchstücke solcher Breccien im Schutt enthalten teilweise Rhynchonellinen.

Das Profil auf der Westseite des Talkessels (G-IX, Taf. 6) zeigt eine erste Breccienlage, die allerdings nur noch durch boudinartig eingeklemmte Kalk- und Dolomitblöcke in der Runse erkennbar ist. Es folgt eine Wechsellagerung von dunklen Kalken und Mergeln mit einzelnen Turbiditen. Die Kalke führen Crinoiden und Rhynchonellinen. Darüber liegen Breccien und knollige, phacoidartig deformierte Kalke mit einzelnen Blöcken aus grauem Kalk, Dolomit, aufgearbeiteter Breccie und dunkelgrauem Kalk mit Rhynchonellinen. Die Allgäu-Schichten s.str. setzen einige Meter höher oben mit einer weiteren Breccienlage ein.

Eine ähnliche Abfolge wie bisher beschrieben ist im Prinzip in der ganzen Ortler-Einheit zwischen der Engadiner Linie und der Valle di Livigno ausgebildet, ist aber oft nur schlecht aufgeschlossen und tektonisch stark gestört. So wurden diese Breccien nach den auffallenden Korallen- und Megalodontenkalk-Blöcken, die oft isoliert in Grashalden oder Wald aufgeschlossen sind, als anstehendes "Rhät" auskariert, obwohl bereits SCHLAGINTWEIT (1908) und SPITZ & DYHRENFURTH (1914) die Konglomerate an der Basis des Lias und das weitgehende Fehlen der Kössen-Formation festgestellt hatten. In neuerer Zeit wurde dies erst wieder von R. Dössegger erkannt.

Mehrere Breccienlagen können auch am Westende der Ortler-Einheit nahe der Engadiner Linie nachgewiesen werden. Im Wald nordöstlich Punt dal Fuorn (God Flin, NE S-chant) ist die Kössen-Formation stark reduziert oder vielleicht auch nur durch grosse Olistolithe in der Allgäu-Formation vertreten. Darüber liegen vermutlich noch 3-4 Breccienlagen, die mit Allgäu-Schichten wechsellagern. Der grosse Felskopf westlich der Plaun Lung besteht aus dickbankigen oliven kalkigen Dolomiten und massigen hellgrauen Kalken mit Thecosmilien und vielen Megalodonten. Das ursprünglich aragonitische Material der Korallen und Megalodonten ist durch sparitischen Calcit ersetzt. Ein orientiertes Handstück zeigt einen Querschnitt durch einen kleineren Megalodonten, dessen ursprüngliche Schalen gelöst und zusammen mit dem teilweise offen gebliebenen Innenraum allseitig von radial gegen innen wachsenden Calcitzement ausgekleidet sind. Der übrige ursprüngliche Hohlräum ist mit grau-gelbem Kalk gefüllt. Das eindeutige Geopetalgefüge beweist die Verkehrlagerung dieser vermutlichen Riesengleitscholle aus Zirmenkopf-Kalk. Das wird zusätzlich bekräftigt durch graue Crinoidenkalke und rötliche Kalke, die darunter und daneben im Schutt gefunden werden.

Auch am M. Motto liegen direkt über dem Hauptdolomit mehrere Lagen von Megabreccien in den Alpisella-Schichten und den Allgäu-Schichten s.str. Besonders schön zeigt sich das in der Südostwand, wo einige über mehrere hundert Meter verfolgbare, bis 20 m mächtige Megabreccien mit den charakteristischen massigen Kalkblöcken beobachtet werden können. POZZI (1959) beschreibt im Profil 1 offenbar eine Abfolge von Alpisella-Schichten und eingelagerten Megabreccien, die er zusammen als "Strati del Crapene" zur "Formazione di Fraele" (=Kössen-Formation) stellte. Dagegen erkannte er diese Breccien an der Parè, wo sie in den Alpisella-Schichten über einer normalen, allerdings basal tektonisch begrenzten Abfolge der Kössen-Formation und Culmet-Kalk auftreten (Profil L-II, Taf. 6). Sie können noch auf die Nordseite des M. Crapene verfolgt werden. Auf der anderen Seite des Canale Torto, an der Cima di Pozzin treten sie aber nicht mehr auf. Im Gegensatz zu den Breccien am Chaschauna-Grat enthalten sie an der Parè aber keine Hauptdolomit-Komponenten.

Die Alpisella-Schichten führen hier vor allem im unteren Teil eine reiche Fauna von Foraminiferen, Kieselschwammnadeln, Brachiopoden (Spiriferiniden, Zeilleriden), Bivalven und Crinoiden, die oft vollständig verkieselten sind (Fig. 71 & 72). Unter und über der ersten Chaschauna-Breccienlage treten reiche Fossilbänke mit Foraminiferen, Inozoen (*Enaulofungia* sp.), Einzelkorallen, Brachiopoden, Rhynchonelliden, Bivalven, Crinoiden und Echiniden auf, die ebenfalls teilweise verkieselten sind. Über der ersten Breccienlage folgt an der Basis einer durch Eisen und Mangan braun verfärbten mergelreichen Serie eine echinodermenreiche Kalkbank mit angebohrten Gerölle aus gelbem dolomitischen Kalk, einzelnen Brachiopoden (Rhynchonellinen) und Bivalven. Über zwei weiteren Breccienlagen tritt eine mindestens 50 m mächtige Abfolge der Naira-Kalke auf, in denen einige verkieselte Ammoniten (Schlotheimiidae) gefunden wurden. Fragmente von *Schlotheimia angulata* wurden bereits von ZOEPPLITZ (1906) am M. Motto gefunden. Nach dessen Beschreibung dürften sie aber noch aus den Alpisella-Schichten stammen. Dahin gehören vermutlich auch die Bruchstücke grosser Schlotheimiden, die am Westfuss der Parè und am M. Motto gefunden wurden.

Wie bereits erwähnt, treten östlich des Canale Torto keine Megabreccien mehr auf. Über dem Culmet-Kalk folgt eine ungestörte Abfolge von Alpisella-Schichten, Naira-Kalk und Allgäu-Schichten s.str. Am M. Pettini (Profil F-I, Taf. 5 & 6) sind die Alpisella-Schichten allerdings nur noch etwa 25 m mächtig und der Naira-Kalk auf etwa 15 m reduziert. Nach POZZI (1959) kann die Allgäu-Formation (Formazione del M.

Motto) in der Valle di Fraele noch bis auf die Höhe des M. Cornaccia verfolgt werden, wo sie schliesslich vollständig von der Trupchun-Braulio-Linie abgeschnitten wird. Nach der Beschreibung eines jetzt vom Lago di Cancano überfluteten Profils in POZZI (1957), gehen die dunkelgrauen mittelbankigen Kalke des Mitgel-Members ohne auffallende Grenze über ca. 40 m mächtige, massig erscheinende, mittelbankige graue Kalke mit seltenen Verkieselungen (Schicht 24 - 26) in laminierte dünnbankige schwarze Kalke mit Kieselbändern und schliesslich in dunkelgraue kieselige Mergel und Kalke über. Leider kann nach der Beschreibung keine sichere Grenze zwischen Kössen-Formation, Culmet-Kalk und Allgäu-Formation gezogen werden.

Die Allgäu-Schichten s.str. der Ortler-Einheit können vermutlich noch weiter gegliedert werden. Leider ist das durch die intensive Verfaltung unter der Trupchun-Braulio-Überschiebung sehr erschwert. Praktisch im ganzen Westabschnitt tritt im unteren Teil, etwa 50-100 m über der Basis der Allgäu-Formation eine praktisch turbidit- und hornsteinfreie Serie auf, deren Kalk-Mergel-Wechsellagerung eine reiche Cephalopodenfauna mit vielen Echioceraten führt. Seit THEOBALD (1864) werden immer wieder Einzelfunde von Ammoniten erwähnt, die aus diesem Abschnitt stammen dürften. Eine grössere Fauna aus italienischen Fundstellen wurde von POZZI (1960) beschrieben. Eine entsprechende Fauna aus der Val Trupchun und der Valle di Livigno wird zur Zeit von R. Schlatter (Schaffhausen) bearbeitet. Diese Schichten entsprechen vermutlich dem Spadlatscha-Kalk der Ela-Decke. Der obere Teil der Allgäu-Formation scheint mergel- und tonreicher ausgebildet zu sein und geht über Sandkalke und schwarze Hornsteine in die bunten Hornsteine des Blais-Radiolarits über, die allerdings nur in der unteren Val Trupchun erhalten geblieben sind (STEIGER 1962, WAGNER 1976, DÖSSEGGER et al. 1982).

5.7 Biostratigraphie

Die Untergrenze der Allgäu-Formation ist stark heterochron. Die Alpisella-Schichten setzen anscheinend im frühen Hettangian ein. Eine sichere Einstufung ist aber nur in den Aroser Dolomiten möglich, wo ca. 15 m über dem liegenden Culmet-Kalk mehrere Exemplare von *Waehneroceras* sp. und Schlotheimiden des "mittleren" Hettangian gefunden wurden. In der Ortler-Einheit der Engadiner Dolomiten fand ZOEPPRITZ (1906) am M. Motto einige Fragmente von *Schlotheimia angulata*, die aus den Alpisella-Schichten stammen dürften. Ebenfalls aus dieser Einheit muss ein Fragment eines grossen Schlotheimiden mit einer Windungshöhe von mindestens 18 cm stammen, der am Westfuss der Parè gefunden wurde. Damit reichen die Alpisella-Schichten teilweise sicher bis ins späte Hettangian. Anderseits treten im Naira-Kalk an der Parè ebenfalls nicht näher bestimmte Schlotheimiden auf.

Der Stidier-Hornsteinkalk der Ela-Decke entstand im frühen Sinemurian. Der an der Basis auftretende Echinodermenkalk enthält am Piz Mitgel braunschwarze Krusten und Knollen von Limonit und lieferte ein Bruchstück von *Amioceras* sp. sowie viele kleine Belemniten der Gattung *Nannobelus*. Der darüberliegende Spadlatscha-Kalk enthält eine reiche Cephalopoden-Fauna des Spät-Sinemurian. An der Basis konnten einige Asteroceraten des frühen Spät-Sinemurian gefunden werden. Darüber folgen viele Echioceraten mit *Echioceras* sp. und *Paltechioceras* sp., die jedoch meist im Schutt gefunden wurden. Da ebenfalls im Schutt einige Exemplare von *Uptonia* sp. und sehr grosse Belemniten gefunden wurden, dürfte der Spadlatscha-Kalk noch ins früheste Pliensbachian hineinreichen.

Die Allgäu-Schichten s.str. setzen je nach Unterlage sehr verschieden ein, können jedoch meist nicht genauer eingestuft werden. In der Lechtal-Decke finden sich darin noch relativ häufig Ammoniten des Spät-Sinemurian und des Pliensbachian. In den Aroser Dolomiten ist vorläufig noch keine Einstufung möglich. In der Ela-Decke beginnen die Allgäu-Schichten s.str. mit den ersten Turbiditen im Pliensbachian über dem Spadlatscha-Kalk. Darin konnten bisher jedoch keine bestimmmbaren Ammoniten gefunden werden. In der Ortler-Einheit ist die Abgrenzung der Allgäu-Schichten s. str. von den liegenden Alpisella-Schichten und dem Naira-Kalk oft recht schwierig. Sie beginnen vermutlich im frühen Sinemurian, da etwa 50-100 m über der Basis der Allgäu-Formation ein fast überall durchziehender Schichtstoss mit einer reichen Cephalopoden-Fauna des Spät-Sinemurian und des frühesten Pliensbachian auftritt. Diese Fauna wird zur Zeit von R. Schlatter bearbeitet.

Die verschiedenen Breccien der Allgäu-Formation können sehr unterschiedlich datiert werden. Die Alpila-Breccien der Lechtal-Decke im Gebiet der Schesaplana sind vermutlich zum grössten Teil ins Sinemurian zu stellen, da sie in den Profilen S-IV und S-VIII von Ammoniten des Früh-Sinemurian unter- und in Profil S-IV von solchen des Spät-Sinemurian überlagert werden. In der Ela-Decke kann die basale Megabreccie am Piz Toissa nach den darin auftretenden Belemniten von 8-10 mm Durchmesser nicht vor dem späten Früh-Sinemurian entstanden sein. Die Megabreccien der Ortler-Einheit sind sehr verschieden alt. An der Parè in der Valle di Livigno treten drei mächtige Breccienlagen in den Alpisella-Schichten noch unter dem Naira-Kalk des Spät-Hettangian auf. Weiter im Westen zwischen M. Motto und Engadiner Linie treten aber noch jüngere Breccien und Gleitblöcke auf, die teils von Allgäu-Schichten mit

kleinen Belemniten des Früh-Sinemurian unterlagert werden (Profil G-XIV). Bei P. 2775 (Profil G-IV) wird eine 40 m mächtige Megabreccie von Allgäu-Schichten s.str. mit *Arnioceras* sp. und *Uptonia* sp. überlagert. Obwohl *Arnioceras* üblicherweise das späte Früh-Sinemurian belegt, müssen diese Allgäu-Schichten s.str. nach dem Fund der *Uptonia* ins frühe Pliensbachian gestellt werden. Dies wird bestätigt durch die ca. 15 m höher oben auftretenden Ammoniten des Grenzbereichs Früh-Spät-Pliensbachian (*Fuciniceras* sp., *Protogrammoceras* sp.). Da die sonst überall in der Ortler-Einheit ausgebildete turbidit- und hornsteinfreie Serie von cephalopodenreichen Kalken und Mergeln des Ober-Sinemurian und untersten Pliensbachian im Bereich dieser mächtigen Breccienlage nicht auftritt, ist deren Bildung wahrscheinlich im frühesten Pliensbachian (Carixian) erfolgt.

Die Lischana-Breccie in der nordöstlichsten S-charl-Einheit der Engadiner Dolomiten wurde bisher allgemein in den Lias gestellt (CADISCH et al. 1968). Neueste Untersuchungen von P. Mader (Zürich) haben aber gezeigt, dass das bereits von SCHILLER (1904) beschriebene lokale Vorkommen von "Acanthicus-Kalk" in der oberen Val Lischana 200 m NE P. 2804 als Gleitscholle noch in den oberen Teil der Lischana-Breccie gehört. Aufgrund der darin häufigen Ammoniten und Aptychen (SCHILLER 1904) muss die Lischana-Breccie also mindestens in diesem Gebiet jünger als Kimmeridgian sein. Allerdings können allfällige frühere Bildungsphasen nicht ausgeschlossen werden. So dürfte die Lischana-Breccie im Gebiet des Piz S-chalambert Dadaint möglicherweise im Lias entstanden sein, da sie dort nach BURKARD (1953) immer feiner werdend in bunte Echinodermenkalke des "Steinsberg"- = Hierlatz-Typs übergeht. Nur dort fanden sich bisher auch die braunroten Kalke des "Oberen Liasmergelkalks" von SCHILLER (1906), die eine kleine Fauna des frühen Toarcian mit *Hildoceras bifrons* enthielten. Ebenfalls in jenem Gebiet fand BURKARD (1953) in einer roten crinoidenreichen Breccienbank über der Lischana-Breccie einen aufgearbeiteten Ammoniten des späten Lias.

Die Obergrenze der Allgäu-Formation konnte bisher in den oberostalpinen Decken Graubündens nicht datiert werden.

5.8 Faciesanalyse

5.8.1 Faciestypen

Die im ganzen Arbeitsgebiet verbreiteten, oft mehrere hundert Meter mächtigen, grauen Kalk-Mergel-Wechsellagerungen der Allgäu-Formation mit ihren Einschaltungen von Megabreccien, Konglomeraten, Turbiditen, Echinodermen-, Kiesel-, und Hornsteinkalken lassen sich zusammenfassend als hemipelagische Sedimente bezeichnen, die im Bereich eines langsam absinkenden, von Bruchrändern begrenzten Beckens abgelagert wurden. Wie bei den Schwellensedimenten des Lias finden sich auch hier die gleichen Faciestypen, die im Tethysgebiet allgemein verbreitet sind.

Die typische Wechsellagerung von dunkelgrauen bioburbierten Kalken und Mergeln (Fleckenmergel) ist im allgemeinen fossilarm. Neben seltenen Foraminiferen, epibiontischen (eventuell pseudoplanktonischen) Bivalven (*Oxytoma* sp., *Inoceramus* sp.) sowie Crinoiden, finden sich Ammoniten und Belemniten etwas häufiger. Das mit Ausnahme von sedimentwühlenden Organismen fehlende Benthos und der häufige, fein verteilte oder in Konkretionen angereicherte Pyrit deuten auf schlammige, an organischem Material reiche Sedimente am Grunde eines schlecht durchlüfteten Beckens mit sauerstoffarmen Bodenwasser hin (JACOBSHAGEN 1965). Stagnierende Wasserkirculation führte lokal zur Ausbildung von braun-schwarzen manganführenden Schiefern.

Im untersten Teil der Allgäu-Formation enthalten die Kalke und Mergel oft feinverteilten oder in dünnen Lagen angereicherten, diagenetisch gebildeten Quarz. Da diese kieseligen Kalke und Mergel oft isolierte, teils calcifizierte Nadeln von dictyiden Kieselschwämmen und seltener Radiolarien enthalten, dürfte die Verkieselung auf diagenetische Mobilisation des Skelettopals solcher Organismenreste zurückzuführen sein. Die vielen isolierten Kieselschwammnadeln, die vereinzelt zu Spiculiten angereichert sein können, sowie die selteneren Radiolarien sind Anzeiger einer Beckenfacies (Fig. 69 & 70). Da sie oft von Calciturbiditen mit einer reichen resedimentierten Fauna des Schelfs (Foraminiferen, Kalkschwämmen, Brachiopoden, Austern und Crinoiden) (Fig. 71 & 72) begleitet werden, kann auf eine Ablagerung am Beckenrand geschlossen werden.

In den gleichen Ablagerungsbereich dürften die mehrere Meter mächtigen Hornsteinkalke (Stidier-Hornsteinkalk) gehören, deren feinarenitische, Kieselschwammnadeln führende Echinodermenkalke unregelmäßig verkieselten oder durch Knollen und Bänder von braunem Hornstein ersetzt sind.

Ähnliche Hornsteinkalke, allerdings von viel geringerer Mächtigkeit, treten auch in den häufig beobachteten Calciturbiditen auf. Diese zeigen zum Teil eine dem klassischen Bouma-Zyklus entsprechende Abfolge (Fig. 73): Das basale Intervall a besteht aus einem arenitischen bis ruditischen Kalk (Breccie-

Konglomerat) mit Komponenten aus gelb anwitterndem kalkigem Dolomit, grauem Kalk, seltenen Lumachellen und Oolithen. Alle diese Komponenten dürften aus der Kössen-Formation stammen. Daneben finden sich häufig Bioklasten (Echinodermenreste, Brachiopoden, Bivalven, Belemniten). Vereinzelt können sogar reine Echinodermenkalke oder Brachiopoden-Lumachellen ausgebildet sein. Die Arenite und Rudite liegen mit scharfer Untergrenze über bioturbierten Mergeln und sind oft gradiert (Fig. 74a).

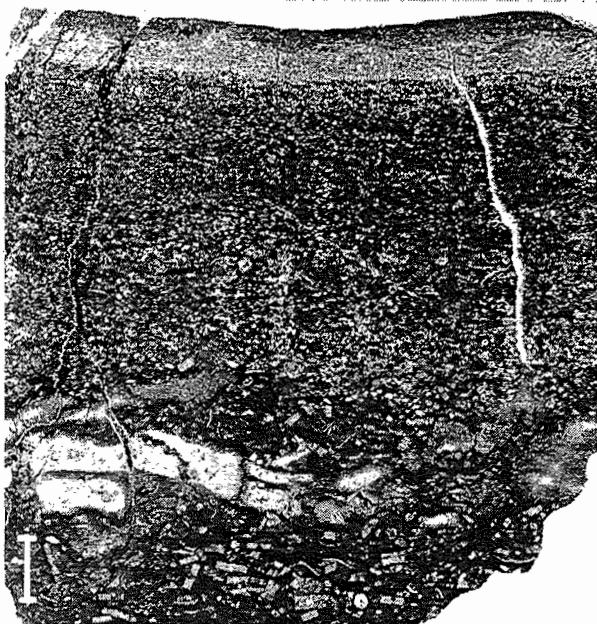


Fig. 69: Gradierter Calcarenit mit teilweise verkieselten Crinoidenresten und dictyiden Kieselschwämmen (helle Querschnitte im unteren Drittel). Alpisella-Schichten, Spi da Chascauna (Ortler-Einheit). Angeätzter Anschliff G 191. Balkenlänge = 1 cm.

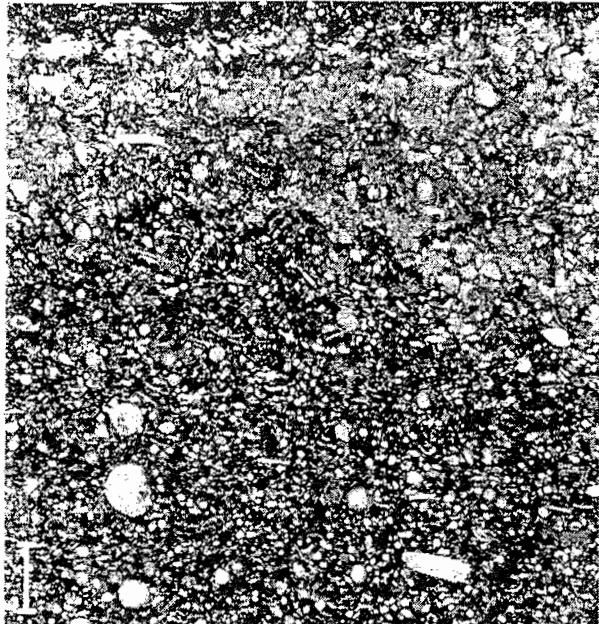


Fig. 70: Radiolarienführender Spiculit. Alpisella-Schichten, La Parè (Ortler-Einheit). Dünnschliff L-II 127. Balkenlänge = 1 mm.



Fig. 71: Bioklastischer Kalk mit dictyiden Kieselschwämmen (1), verkieseltem Kalkschwamm (*Enaulofunqia* sp.) (2), Bivalven und Crinoidenresten (3). Alpisella-Schichten, La Parè (Ortler-Einheit). L-II 89. Balkenlänge = 1 cm.

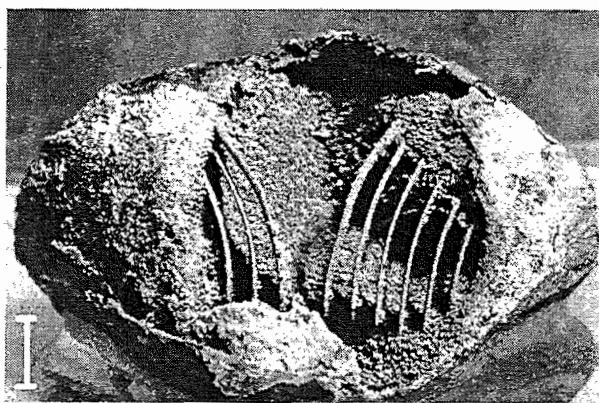


Fig. 72: *Spiriferina* cf. *walcotti* (SOWERBY) mit verkieseltem Armgerüst. Alpisella-Schichten, La Parè (Ortler-Einheit). L-II 68. Balkenlänge = 2 mm.

Sie gehen oben in laminierte kieselige Kalke über, die zum grössten Teil aus Karbonatdetritus in Siltfraktion (Kalk und Dolomit) und meist sekundär verkalkten Kieselschwammnadeln bestehen. Die drei laminierten Intervalle **b**, **c** und **d** können meist nicht eindeutig auseinandergehalten werden, da das mittlere Intervall **c** mit Kreuzschichtung und Konvolution nur selten ausgebildet ist (Fig. 74b). Die Laminiten sind mehr oder weniger stark verkieselt oder sogar von Knollen und Bändern von Hornstein durchsetzt.

Das oberste Intervall **e** besteht aus einer relativ mächtigen, undeutlich laminierten Bank von oliv anwitterndem tonigem Kalk, der oben in die typischen Fleckenmergel mit Belemniten und seltenen Ammoniten übergeht, die die normale Beckensedimentation darstellen (Fig. 75 & 76).

Die Ausbildung und Mächtigkeit der Turbidite variiert sehr stark je nach stratigraphischer oder paläo-

geographischer Lage. Eine detaillierte Untersuchung ist durch G. Eberli im Gange. Die Mächtigkeit der Turbidite schwankt zwischen wenigen Zentimetern und wenigen Metern. Vollständige Sequenzen T a-e sind relativ selten ausgebildet (Fig. 77).

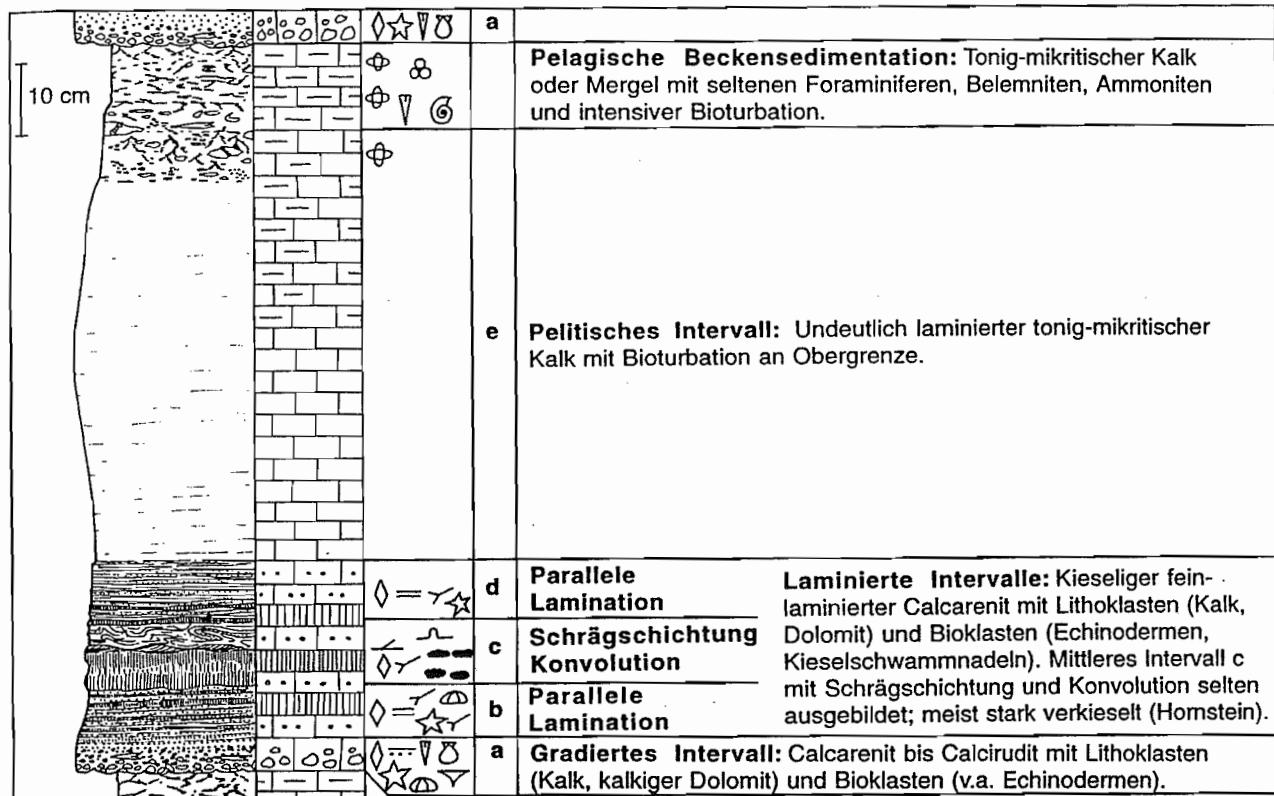


Fig. 73: Vollständige Sequenz Ta-e der Calciturbidite in den Allgäu-Schichten s.str. der Ela-Decke. Die durchschnittliche Mächtigkeit liegt bei 1 m (Ergänzt nach FURRER 1974).

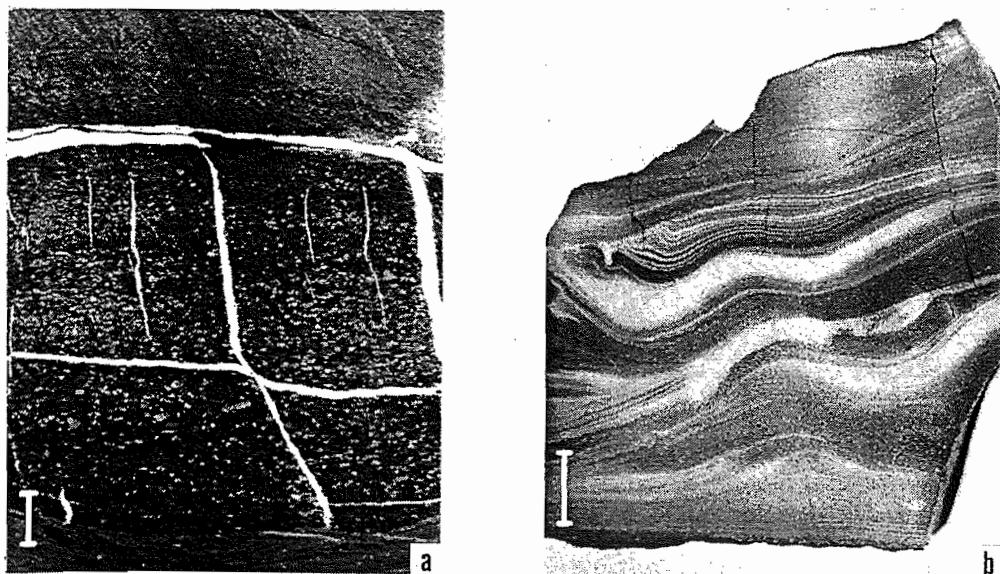


Fig. 74: Calciturbidit aus den Allgäu-Schichten s.str., Piz Mitgel-NW-Grat (Ela-Decke). Balkenlänge = 1 cm. a: Gradiertes Intervall a. MH 4. b: Unvollständig verkieseltes laminiertes Intervall c mit Kreuzschichtung. Angeätzter Anschliff MH 85.



Fig. 75: Fleckenkalk mit Fressbauten. Allgäu-Schichten s.str., Piz Mitgel-NW-Grat (Ela-Decke). MH 86. Balkenlänge = 1 cm.

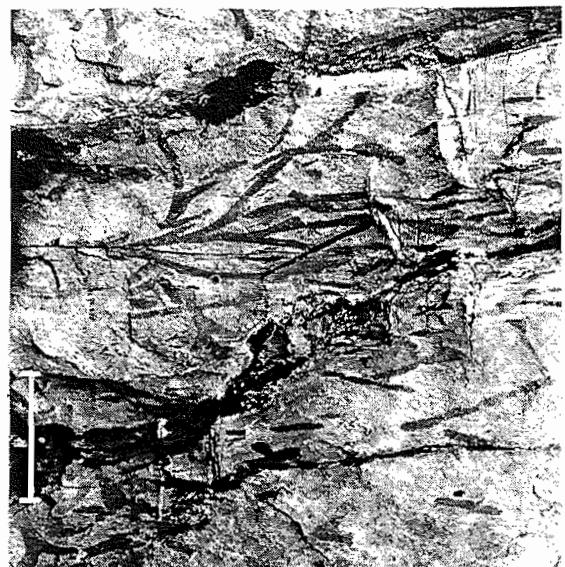


Fig. 76: Fressbauten des Typs *Chondrites*. Allgäu-Schichten s.str., Wildberg (Lechtal-Decke). (Ela-Balkenlänge = 5 cm.

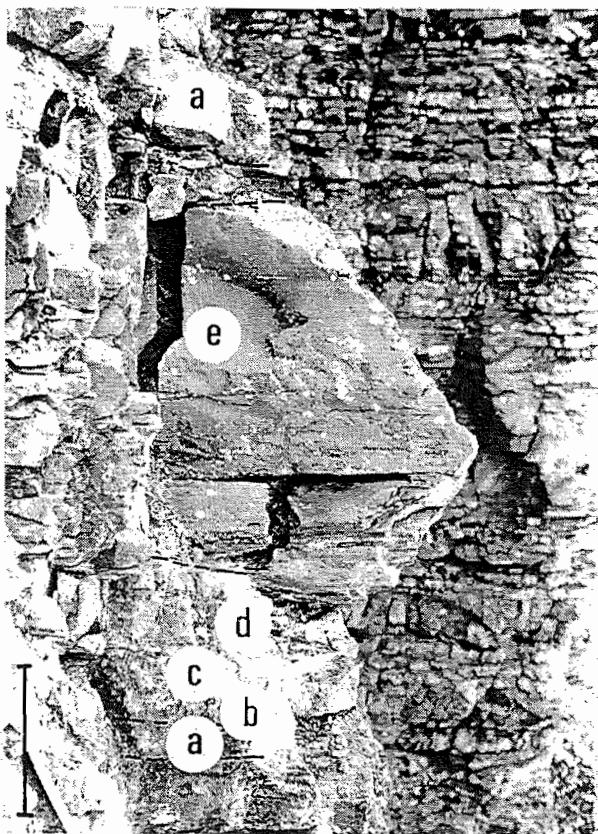


Fig. 77: Calciturbidit mit vollständiger Sequenz Ta-e. Allgäu-Schichten s.str., Piz Mitgel-NW-Grat (Ela-Decke). Balkenlänge = 30 cm.



Fig. 78: Undeutlich gradiertes Konglomerat mit einem basalen Dolomit-Block (Proximaler Turbidit). Allgäu-Schichten s.str., Piz Toissa (Ela-Decke). Hammerlänge = 50 cm.

Das gradierte Intervall a ist oft kaum abzugrenzen oder gar nicht mehr ausgebildet. Die häufig beobachtete Wechsellagerung von laminierten kieseligen Kalken und Mergeln mit der Abfolge Tde stellt vermutlich eine Serie von distalen Turbiditen dar. Dagegen können lateral sehr unregelmässig ausgebildete, teilweise sortierte oder gradierte metermächtige Breccien und Konglomerate (Fig. 78 & 79), die

oben von laminierten kieseligen Kalken abgedeckt werden, als Rinnenfüllungen im mittleren und proximalen Teil eines Turbiditfächers erklärt werden.

Diese "grainsupported" Breccien und Konglomerate leiten zu den verschiedenartigen chaotischen Megabreccien und Konglomeraten über, die teils schichtparallel in der Allgäu-Formation eingelagert sind, teils direkt auf diskordant abgeschnittenen Serien der Kössen-Formation oder der Hauptdolomit-Gruppe liegen.



Fig. 79: Basales Konglomerat eines Turbidites mit gerundeten Kalkgeröllen, Crinoidenresten und Belemniten (Pfeil). Allgäu-Schichten s.str., II Motto (Ortler-Einheit). MO 10. Balkenlänge = 2 cm.

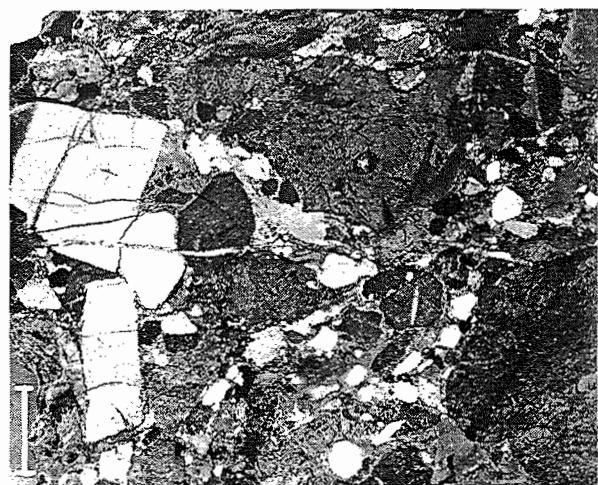


Fig. 80: Chaotische Breccie mit eckigen und gerundeten Komponenten aus kalkigem Dolomit und Schillkalk der Kössen-Formation. Chaschauna-Breccie, Spi da Chaschauna (Ortler-Einheit). Angeätzter Anschliff G 104: dunkel = Kalk, hell = Dolomit. Balkenlänge = 2 cm.

Die schichtparallel in der Allgäu-Formation eingelagerten Breccien mit extraformationellen Komponenten aus den Schwellensedimenten des Lias, der Kössen-Formation (Fig. 80) oder Hauptdolomit-Gruppe können im Sinne von ABBATE et al. (1970) als Olistostrome bezeichnet werden. Sie stehen vermutlich im Zusammenhang mit identisch zusammengesetzten Megabreccien, die direkt auf abgeschnittenen Serien der Kössen-Formation oder der Hauptdolomit-Gruppe liegen. Sie entstanden durch das Abgleiten von grösseren Rutschmassen an submarinen Schwellenzonen. Diese Rutschungen wurden wahrscheinlich durch synsedimentäre Brüche ausgelöst, die im Zusammenhang mit der frühliaassischen Dehnungstektonik im Tethysraum entstanden.

Diese Brüche führten im frühen Lias zu einem verstärkten Relief mit horstartigen Schwellen- und grabenartigen Beckenzonen. Die im Untersuchungsgebiet offenbar vom späten Früh-Hettangian bis mindestens ins frühe Pliensbachian (lokal sogar in die früheste Kreide, Lischana-Gebiet) anhaltende Bruchbildung führte zu unterschiedlicher Absenkung, Verstellung und Kippung einzelner Bruchschollen. Während auf den stabileren Schollen rote Schwellensedimente (Hierlatz- und Adnet-Kalk) entstanden, die teilweise auch randlich aufreissende Spalten und Bruchstufen ausfüllten, führte die tiefgreifende Spaltung anderer Schollen zu submarinen Felsstürzen und Rutschungen auf tieferliegende Bruchschollen oder Beckenzonen. Da bisher nur einzelne, mehrere Meter tiefe Brüche im Zirmenkopf-Kalk, Lorüns-Oolith oder Hierlatz-Kalk direkt beobachtet werden konnten (Schesaplana, Profile S-I, IV, VI; Steinbruch Lorüns, Profil V-I; Bergüner Stein, Profil BS-II), ist über die Geometrie dieser möglicherweise listrischen (BALLY et al. 1981) Brüche vorläufig noch wenig bekannt. Die lokal vollständige Erosion der allgemein über 200 Meter mächtigen Kössen-Formation und der obersten Teile der Hauptdolomit-Gruppe, die am Spi da Chaschauna und in der Lischana - S-chalambert - Gruppe beobachtet werden kann, lässt auf totale Verstellungsbeträge von mindestens 200 bis 300 Meter und/oder starke Kippungen (z.B. gegen 30° in der Lischana-Gruppe, Fig. 63) schliessen.

Die Bruchtektonik führte offenbar zu intensiver oberflächlicher Spaltenbildung und in situ-Breccierung des Hauptdolomits, wie sie an der Basis der Lischana-Breccie und der Megabreccien der Ela-Decke auftritt. Die lokale rötliche Verfärbung des obersten Hauptdolomits sowie die roten Schieferton- und Dolomitfüllungen von darin auftretenden Spalten lassen sich möglicherweise durch lokale subaerische Verwitterung und Zementation im vadosen Bereich erklären. Dies wurde bereits von SCHÜPBACH (1973) für Teile der Alv-Breccie der unterostalpinen Bernina-Decke vorgeschlagen.

Bei den mächtigeren Breccien ist eine mehrphasige Bildung anzunehmen, da zum Beispiel am Spi

da Chaschauna bei P. 2775 in der dort gegen 40 Meter mächtigen Breccie ein metergrosser Block eines aufgearbeiteten und nochmals resedimentierten Konglomerates beobachtet werden kann. Ähnliche Phänomene erkennt man auch in der Lischana-Breccie. Die darin auffallenden hellgrauen Crinoidenkalke treten einerseits als Matrix, anderseits als Gerölle und mehrere Meter grosse Schichtpakete auf. Die randlich eingeschlossenen kantigen Kalk- und Dolomit-Gerölle (Schneeballstruktur, Fig. 65) deuten auf eine Aufarbeitung von unvollständig verfestigten Crinoidensanden hin. Ähnliche Crinoidenkalke liegen lokal auch noch über der Lischana-Breccie.

Da die Breccien meist auf diskordant abgeschnittenen älteren Serien liegen, ist offenbar nur ein Teil der Rutschmassen olistostromartig in das Becken geglitten, während der Rest nur wenig transportiert wurde und in der Abrissnische liegen blieb. Neben diesen Olistostromen und Rutschmassen treten in der Allgäu-Formation immer wieder isolierte, meter- bis dekametergroße Einzelblöcke und Schichtpakete aus massigen Kalken der Kössen-Formation auf, die als Olistolithen ins Becken hineingerutscht sind (Fig. 67). Zusätzlich ist die Kalk-Mergel-Wechsellagerung der Allgäu-Formation verschiedentlich durch slumpartige Strukturen gestört. Dazu gehören synsedimentäre Verfaltungen und Konglomerate mit phacoidartigen, randlich verkieselten Kalkknollen.

5.8.2 Facielle Entwicklung

5.8.2.1 Alpisella-Schichten

Die Alpisella-Schichten setzen mit einer Wechsellagerung von dunkelgrauen bis schwarzen kieseligen Kalken und Mergeln über dem massigen, im obersten Teil ebenfalls kieseligen Culmet-Kalk ein. Die im unteren Teil recht häufigen, kaum allzuweit transportierten Fossilien (Foraminiferen, Kiesel-schwammnadeln, Brachiopoden, Bivalven, Ostracoden und Crinoiden) zeigen eine allmähliche, anfangs nur lokale Absenkung der obertriassischen Karbonatplattform an. Dadurch entwickelte sich aus der geschützten Grosslagune im Ablagerungsbereich des Ramoz-Members (Kössen-Formation) und des Culmet-Kalks allmählich ein etwas tieferes Becken. Die pyritreichen mikritischen Kalke und Mergel und die Seltenheit von endobiontischen Organismen deuten allerdings immer noch auf eine eingeschränkte Zirkulation des Bodenwassers hin.

Die darüber einsetzenden Calciturbidite mit oft angereicherten, teilweise sogar graduierten Organismenresten (Foraminiferen, isolierten Nadeln oder Skeletten von Kieselschwämmen, Kalkschwämmen, Einzelkorallen, Brachiopoden, Bivalven, Gastropoden, Krebsen, Echiniden, Crinoiden und Fischen (Fig. 69-72) zeigen die Existenz lokaler Schwellen- und Beckenzonen an. Bisher konnte der direkte Zusammenhang von Becken- und Schwellenzonen allerdings nicht beobachtet werden. Die ungefähr gleichaltrigen Schwellensedimente des Lorüns-Ooliths und des unteren Adnet-Kalks treten fast nie zusammen mit den Alpisella-Schichten, sondern meist in verschiedenen Decken auf. Ein indirekter Nachweis ist ein Block in der Megabreccie bei P. 2775 am Spi da Chaschauna, der auf der Oberseite eine 20 cm mächtige hardground-artige Lage mit braunroten bis schwarzen Phosphoritknollen, angebohrten fladenartigen Gerölle aus olivem dolomitischen Kalk, Foraminiferen (u.a. *Involutina liassica*), Brachiopoden, Bivalven und Echinodermen aufweist (Fig. 67). Eine 40 cm mächtige Bank ähnlicher Zusammensetzung findet sich in den Alpisella-Schichten über der ersten Breccienlage an der Parè (5.6.6). Möglicherweise bestand also im Gebiet des Spi da Chaschauna der Ortler-Einheit eine solche Schwellenzone, die aber durch spätere Rutschungen zerstört wurde.

Solche submarinen Rutschungen führten denn auch zur Bildung von verschiedenaltrigen Megabreccien innerhalb der Alpisella-Schichten, wie sie im westlichen Bereich der Ortler-Einheit weit verbreitet sind. Sie enthalten in einer echinodermenreichen kieseligen Kalkmatrix praktisch nur Komponenten der Kössen-Formation. Neben typischen dunkelgrauen Lumachellen-, Brachiopoden- und Korallenkalken, Oolithen und gelben kalkigen Dolomiten der Schesaplana- und Mitgel-Member fallen besonders die grossen Blöcke von massigen hellgrauen Kalken mit verkieselten Korallen und Megalodonten auf. Sie entsprechen dem Zirmenkopf-Kalk, der in der Ortler-Einheit jedoch nirgends anstehend gefunden wurde. Aus diesem Grund muss im Westabschnitt der Ortler-Einheit ursprünglich mindestens lokal Zirmenkopf-Kalk ausgebildet gewesen sein, der im frühesten Lias durch die Rutschungen resedimentiert wurde. Vorläufig kann nicht entschieden werden, ob dieser Zirmenkopf-Kalk eine Position in der mittleren Kössen-Formation wie in den Aroser Dolomiten hatte, oder ob er dem Zirmenkopf-Kalk der oberen Kössen-Formation der westlichen Lechtal-Decke entsprach.

In den im Beckeninnern liegenden Gebieten fehlen eigentliche Turbidite, so z.B. in den geringmächtigen Alpisella-Schichten des Ostabschnitts der Ortler-Einheit und in den Aroser Dolomiten. Dagegen treten dort bereits die ersten Ammoniten auf.

5.8.2.2 Naira-Kalk

Im späten Hettangian vergrösserte und vertiefte sich das Becken immer mehr. Während am Beckenrand und im Bereich von Schwellenzonen weiterhin Turbidite, Breccien und konglomeratische Slump-Ablagerungen entstanden und so die Alpisella-Schichten allmählich in die Allgäu-Schichten s.str. übergehen, lagerten sich im ruhigen zentralen Bereich blaugraue, gut gebankte kieselige Kalke mit vereinzelten Ammoniten ab. Dieser Naira-Kalk, der lokal über 100 m mächtig werden kann, ist nur in den Aroser Dolomiten und in der Ortler-Einheit ausgebildet.

5.8.2.3 Megabreccien und Konglomerate

Wie in 5.5.7 ausgeführt, treten die ersten chaotischen Breccien als schichtparallel eingelagerte Olistostrome in den Alpisella-Schichten auf. Sie bildeten sich im mittleren Hettangian durch das Abgleiten von grösseren Rutschmassen an submarinen Schwellen- und Bruchzonen, die im Zusammenhang mit der frühlässischen Dehnungstektonik entstanden. Da die ältesten Olistostrome in der Ortler-Einheit nur Komponenten der Kössen-Formation enthalten, wurden anfänglich vermutlich nur Teile dieser Formation abgetragen. Durch die weiteren Bewegungen und Rutschungen wurde aber bald lokal auch der Uglia-Plattenkalk und oberste Teil der Hauptdolomit-Formation in die Rutschungen miteinbezogen, so dass die Breccien ab dem Spät-Hettangian entsprechende Komponenten enthalten. Da offenbar ein Teil der Rutschmassen in den Abrissnischen liegenblieb, werden die schichtparallel oder diskordant abgeschnittenen Schichten der Kössen-Formation, des Uglia-Plattenkalks oder des Hauptdolomits teils direkt von Alpisella-Schichten oder Allgäu-Schichten s.str., teils aber auch von chaotischen Breccien unterschiedlichen Alters überlagert. Dies kann in Teilen der Ela-Decke, der S-charl-Einheit und der Ortler-Einheit beobachtet werden. Dabei gehen die Breccien verschiedentlich ohne scharfe Grenze aus der in situ zerbrochenen und breccierten Unterlage hervor (z.B. Lischana-Breccie). Vergleichbare Bildungen sind aus den Südalpen mit der Macchia Vecchia von Arzo bekannt (WIEDENMAYER 1963). Lokal auftretende rote Dolomit- und Schiefertonfüllungen solcher Spaltensysteme und oberflächliche rötliche Verfärbungen in den angeschnittenen Gesteinen der Hauptdolomit-Gruppe in der Lischana-Gruppe und am Spi da Chaschauna zeigen möglicherweise subaerische Verwitterung und Zementation im vadosem Bereich kurzfristig bestehender kleiner Inseln an.

Eine erste Phase starker bruchtektonischer Aktivität wurde offenbar an der Grenze Früh-/Spät-Sinemurian abgeschlossen, da in der Ela-Decke und in der Ortler-Einheit die Breccien mit wenigen Ausnahmen von einer das ganze Spät-Sinemurian umfassenden Abfolge von cephalopodenführenden, breccien- und turbiditfreien Kalken und Mergeln der Allgäu-Formation (Spadlatscha-Kalk und Schichtfolge in den Allgäu-Schichten s.str.) überlagert werden.

5.8.2.4 Stidier-Hornsteinkalk

Der 10-20 m mächtige, stark verkieselte, Kieselschwammnadeln-führende Echinodermenkalk enthält an seiner Basis häufige, maximal 2 mm grosse Klasten aus gelbem kalkigem Dolomit, die aus der Kössen-Formation stammen dürften. Er ist nur in der Ela-Decke ausgebildet und setzt in den Bergüner Stöcken direkt mit einem Hartgrund über dem Mitgel-Member, am Piz Toissa hingegen über einer 0.5 bis 6 m mächtigen Megabreccie ein (5.6.3). Diese Breccie liegt über diskordant abgeschnittenen Schichten des Schesaplana- und Alplihorn-Members der Kössen-Formation oder des Uglia-Plattenkalks. Die basal chaotische Breccie mit hauptsächlich der Kössen-Formation entstammenden, oft mehr als metergrossen Komponenten ist im obersten Teil gut sortiert und wird mit scharfer Grenze von Stidier-Hornsteinkalk überlagert, in dem an einer Stelle bis 20 cm grosse Blöcke aus erneut aufgearbeiteter Breccie beobachtet wurden. Nach diesen Beobachtungen lässt sich der Stidier-Hornsteinkalk am besten als eine im Anschluss an grössere Rutschungen entstandene Ablagerung des Schwellen- oder Beckenrandes deuten.

5.8.2.5 Spadlatscha-Kalk

Die 10-30 m mächtige Wechsellagerung von bioturbierten Kalken und Mergeln mit ihrer reichen Cephalopodenfauna des Spät-Sinemurian stellt die Bildung eines ruhigen, nicht allzu tiefen Beckens dar. Der Spadlatscha-Kalk bildet den faciellen Übergang zwischen cephalopodenführenden Allgäu-Schichten s.str. (Beckenfacies) wie sie in der Ortler-Einheit auftreten, rotem Knollenkalk des Adnet-Typs und rotem echinodermenreichen Hierlitz-Kalk (Schwellenfacies) wie er z.B. am Bergüner Stein der Ela-Decke ausgebildet ist.

5.8.2.6 Allgäu-Schichten s.str.

Die Allgäu-Schichten s.str., mit ihrer typischen Wechsellagerung von Fleckenkalken und Mergeln und den mehr oder weniger häufigen Calciturbiditen sind typische hemipelagische Sedimente eines nicht allzu tiefen Beckens mit eingeschränkter Zirkulation des Bodenwassers. Der unterschiedliche Anteil an Turbiditen und deren Zusammensetzung zeigt die verschiedenen Ablagerungsräume innerhalb des von Schwellen- und Bruchzonen gegliederten Beckens an. Während in den zentralen Beckenbereichen die Turbidite weitgehend fehlen oder nur durch ihre distalen Ablagerungen vertreten sind (Westliche Lechtal-Decke, Aroser Dolomiten, Ostabschnitt der Ortler-Einheit), dominieren sie in den Randzonen (Ela-Decke, Westabschnitt der Ortler-Einheit).

Die Allgäu-Schichten s.str. sind praktisch im ganzen Untersuchungsgebiet verbreitet. Während sie im zentralen Beckenbereich über dem Naira-Kalk einsetzen, ist in den randlichen Beckenbereichen die untere Abgrenzung gegen die ähnlichen Alpisella-Schichten oft schwierig. Sie überlagern oft auch direkt die Schwellensedimente des Lias oder mächtigere Breccienlagen.

Die Allgäu-Schichten s.str. beginnen meist im Spät-Sinemurian mit einer turbidit- und hornsteinfreien Abfolge von bioturbierten cephalopodenführenden Kalken und Mergeln, die ein zeitliches Aequivalent des Spadlatscha-Kalks und von Teilen der Hierlatz- und Adnet-Kalke darstellen. Damit lag offenbar der Hauptteil der oberostalpinen Decken Graubündens im Ablagerungsbereich eines nur noch schwach gegliederten Beckens. Nach der unruhigen Absenkungsphase des frühen Sinemurian mit seinen weit verbreiteten Rutschungen im Bereich von Schwellen- und Bruchzonen erlaubte eine längere ruhige Phase während des ganzen Spät-Sinemurian eine ungestörte Beckensedimentation.

Im frühen Pliensbachian begann erneut eine unruhige Phase, die am Beckenrand nochmals zu grösseren Rutschungen führte. Sie lassen sich durch die mächtige Megabreccie bei P. 2775 am Spida Chaschauna der Ortler-Einheit und die plötzlich einsetzenden Turbidite der Ela-Decke und der westlichen Ortler-Einheit nachweisen.

Eine weitere aktive Phase zeigen die proximalen Turbidite an, die am Piz Toissa und im ganzen Nordwestabschnitt der Ela-Decke etwa 140 m über der Basis der Allgäu-Schichten s.str. einsetzen.

Die fortdauernde Absenkung und Ausweitung des Allgäu-Beckens führte allmählich zu einer verminderten Ablagerung von Turbiditen in den oberostalpinen Decken Graubündens und zu einer überwiegend tonig-mergeligen Sedimentation der höheren Teile der Allgäu-Formation. Allerdings war dieses grosse Becken durch einzelne persistierende Schwellenzonen gegliedert, die im Untersuchungsgebiet durch geringmächtige, rot gefärbte kiesel- und hornsteinreiche Bunte Allgäu-Schichten in der westlichen Lechtal-Decke und in der S-chalambert-Gruppe der S-charl-Einheit nachgewiesen sind.

6 Paläogeographie und Palinspastik

Anschliessend an die stratigraphische Gliederung und facielle Interpretation stellt sich natürlich die Frage nach der paläogeographischen Situation an der Trias-Jura-Grenze. Die oberostalpinen Decken lagen damals am Nordwestrand der Paläotethys. Die Paläogeographie und Faciesverteilung dieses Raumes in der späten Trias vor der jurassischen Dehnungstektonik (Rifting) wurde in den letzten Jahren mehrfach rekonstruiert (BOSELLINI & HSÜ 1973, LAUBSCHER & BERNOLLI 1977, CHANNELL et al. 1979, MICHALIK 1980). TRÜMPY (1980) stellte die obertriassischen Faciesbereiche der Zentralalpen, PREY (1980) diejenigen der Ost- und Südalpen dar.

Eine genauere Darstellung der paläogeographischen Situation am Westende der Ostalpen ist zur Zeit nicht möglich, da die ursprüngliche gegenseitige Lage der verschiedenen ostalpinen und penninischen Decken vor der jurassischen Dehnungsphase und der alpinen Gebirgsbildung noch nicht eindeutig abgeklärt ist (TRÜMPY 1980). Das gilt speziell für die zentralostalpinen Decken mit der noch offenen Frage der Parallelisation über die Engadiner Linie hinweg (TRÜMPY 1977).

Aus diesem Grunde sollen hier nur einige entsprechende Hinweise diskutiert werden, die sich aus den vorliegenden stratigraphisch-faciellen Untersuchungen ergeben. Dazu dient neben dem stratigraphischen Schema (Fig. 4) eine leider noch sehr unvollständige paläogeographische Darstellung, in der die einzelnen Decken in ihrer jetzigen Position belassen und nur zur übersichtlicheren Darstellung schematisch ausgeglättet wurden (Fig. 81). Die fein umrandeten Bereiche zeigen die wichtigsten Vorkommen von Sedimenten der obersten Trias und/oder des unteren Lias.

Es zeigen sich gewisse Ähnlichkeiten in der faciellen Ausbildung der einzelnen Decken, die durch Pfeile hervorgehoben wurden. Daraus lassen sich drei paläogeographische Beziehungen herleiten die, obwohl nur auf der Analyse der Trias-Jura-Grenzschichten beruhend und noch ungenügend abgesichert, als interessante Anhaltspunkte für eine mögliche palinspastische Rekonstruktion (Fig. 82) zur Diskussion gestellt werden sollen.

Aufgrund der Beziehungen I und II ergeben sich zwei grössere Blöcke. Der erste Block besteht aus der mächtigen Kristallinmasse der Silvretta-Decke mit den damit verbundenen Sedimenten der Ducan- und Landwasser-Gebiete, den Aroser Dolomiten und der westlichen Lechtal-Decke. Am Westende der Nördlichen Kalkalpen ist nach BERTLE et al. (1979) und nach schriftlicher Mitteilung von H. Bertle ein allerdings meist stark gestörter sedimentärer Verband mit der retrograd metamorphen Haube des Silvretta-Kristallins ("Phyllitgneiszone") nachweisbar. Die Aroser Dolomiten könnten eine frontale Divergenz darstellen, die vom Landwasser-Gebiet abgegliitten und später noch etwas überfahren wurde.

Der zweite Block umfasst die kristalline Unterlage der Engadiner Dolomiten (Campo- und Sesvenna-Kristallin) und deren teilweise damit verbundene oder nach N, W oder SW bewegte sedimentäre Elemente (S-charl-, Quatervals-, Terza- und Ortler-Einheiten).

Die ursprüngliche Position der Ela-Decke bleibt unklar. Die Faciesvergleiche zeigen, dass die Aroser Dolomiten und die Ela-Decke kaum direkt miteinander verbunden werden können, wie das aufgrund der analogen tektonischen Stellung beider Decken über Unterostalpin und unter der Silvretta-Decke von früheren Autoren (TRÜMPY & HACCARD 1969) angenommen wurde. Dagegen bestehen in den cephalopodenreichen Schichten der unteren Allgäu-Formation gewisse Beziehungen zwischen der Ela-Decke und der Ortler-Einheit über die Engadiner Linie hinweg.

Die grösste Ähnlichkeit zeigt sich zwischen den Aroser Dolomiten und dem Ostabschnitts der Ortler-Einheit (Facies-Beziehung III) im mächtigen Ramoz-Member der oberen Kössen-Formation, in den Schattwald-Schichten, im Culmet-Kalk sowie in den Alpisella-Schichten und im Naira-Kalk der unteren Allgäu-Formation. Die gute Übereinstimmung lässt sich nur durch die Ablagerung in einem gemeinsamen Becken erklären. Damit ist eine Verknüpfung der grossen Silvretta-Kristallinmasse im Norden und der Campo-Sesvenna-Ötztal-Kristallinmassen im Süden in einer schematischen palinspastischen Rekonstruktion möglich (Fig. 82).

Da die palinspastische Rekonstruktion vorläufig nur auf der Analyse der Trias-Jura-Grenzschichten beruht, ist sie nur als provisorisches Arbeitsmodell aufzufassen. Entsprechende stratigraphisch-facielle Vergleiche der übrigen mesozoischen Formationen könnten Hinweise zur Bestätigung, Ergänzung oder Korrektur liefern. Daneben sollten weitere Untersuchungen die paläogeographischen Beziehungen zu den weiter östlich gelegenen mittel- und oberostalpinen Einheiten, den im Norden und Nordwesten anschliessenden unterostalpinen Decken und zu den Südalpen abklären helfen. Diesen Fragen soll im Rahmen eines Nationalfondsprojekts "Trias und Lias am Westende der Ostalpen" nachgegangen werden.

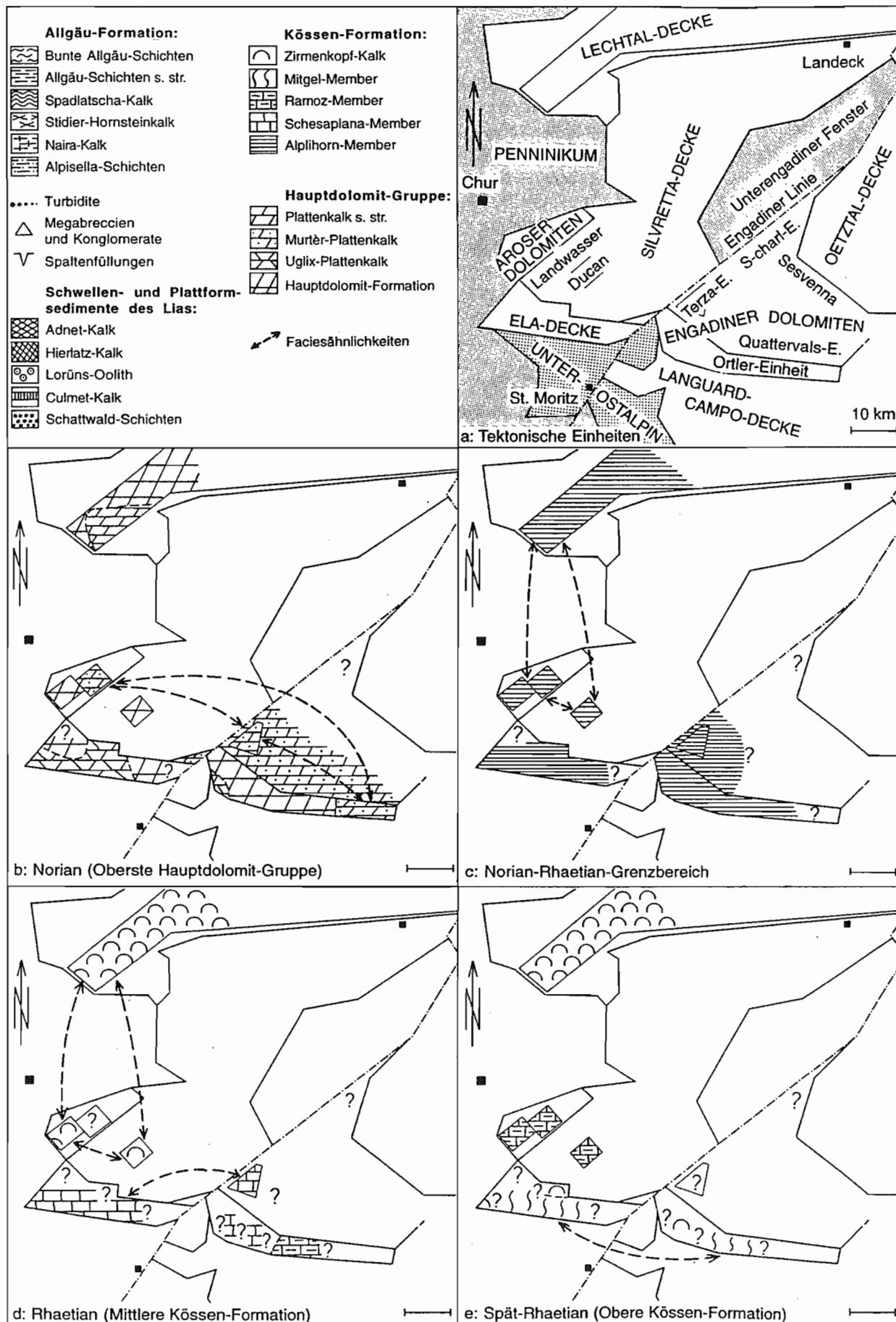
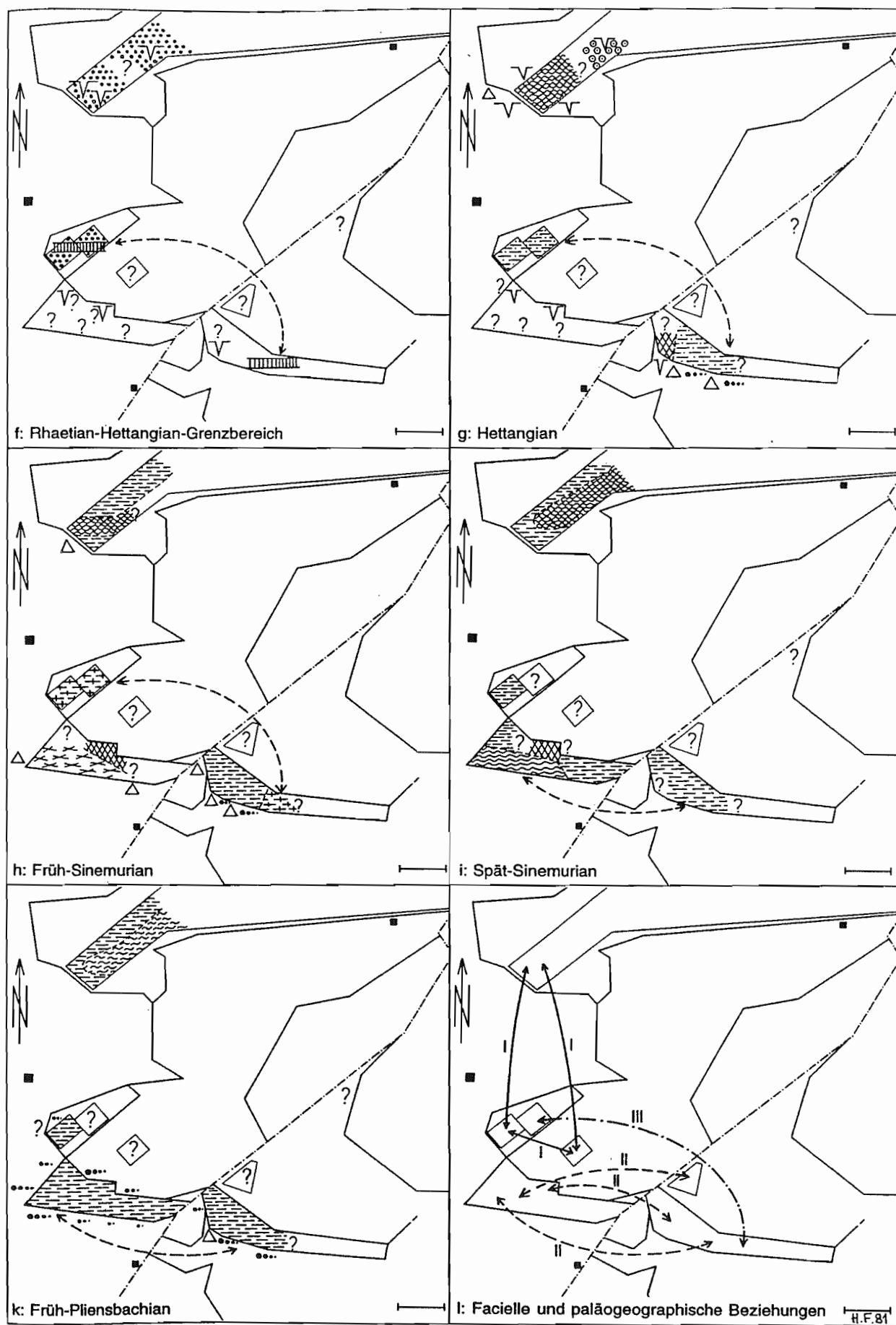


Fig. 81: Paläogeographische Skizzen und Facies-Ähnlichkeiten der Trias-Jura-Grenzschichten in den ostalpinen Decken Graubündens. Die schematischen Darstellungen a-l zeigen die grob ausgeglätteten Vorkommen in den verschiedenen tektonischen Einheiten, die aber in ihrer jetzigen Position belassen wurden.



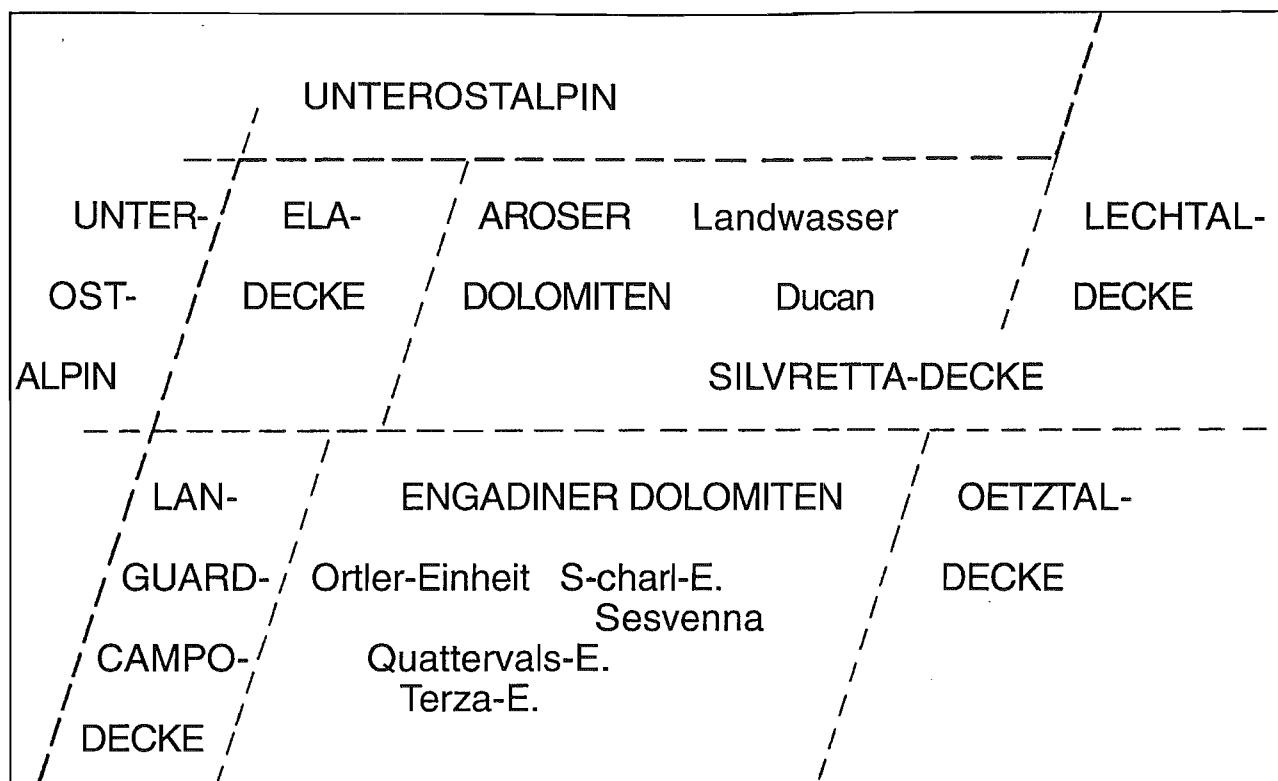


Fig. 82: Schematische palinspastische Rekonstruktion der oberostalpinen Decken Graubündens, abgeleitet aus der stratigraphisch-faciellen Analyse der Trias-Jura-Grenzschichten.

Literaturverzeichnis

- ABBATE, E., BORTOLOTTI, V. & PASSERINI, P. (1970): Olistostromes and olistoliths. - *Sedim. Geol.* 4, 521 - 557.
- ARNI, P. (1926): Geologische Forschungen im mittleren Rhätikon. *Diss. Univ. Zürich. Vogt-Schild, Solothurn.*
- BAUMGARTNER, V. S. (1974): Geologie der Aroser Dolomiten im Gebiet der Alp Ramoz. - *Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.*
- BERNOULLI, D. (1964): Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). - *Beitr. geol. Karte Schweiz (N. F.)* 118/1, 1-135.
- BERNOULLI, D. & JENKYNS, H. C. (1974): Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic Facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: DOTT, R. H. & SHAVER, R. H. (Eds.): *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation* (p. 129-160) *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.* 19.
- BERTLE, H., FURRER, H. & LOACKER, H. (1979): Geologie des Walgaues und des Montafons mit Berücksichtigung der Hydrogeologie. *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. (N. F.)* 61, 101-115.
- BOLLINGER, D. (1981): Geologie der Silvretta- und Ela-Decke zwischen der Val Spadlatscha und Bergün/Bravuogn (Mittelbünden). - *Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich; Manuskr. Bibl. geol. Inst. ETH-Zürich.*
- BOSELLINI, A. & HSÜ, K. J. (1973): Mediterranean Plate Tectonics and Triassic Palaeogeography. - *Nature* 244, 144-146.
- BRAUCHLI, R. (1921): Geologie der Lenzerhorngruppe. - *Beitr. geol. Karte Schweiz (N. F.)* 49/2, 1-106.
- BURKARD, G. (1953): Geologische Beschreibung der Piz S-chalambert-Gruppe (Unterengadiner Dolomiten). - *Diss. Univ. Bern.*
- CADISCH, J. (1932): Die Schichtreihe von Ardez (Steinsberg) im Unterengadiner Fenster. - *Eclogae geol. Helv.* 25/1, 17-22.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. & WENK, E. (1968): Erläuterungen zum Geol. Atlas d. Schweiz 1 : 25 000, Blatt 44, Scuol/Schuls-Tarasp. Schweiz. geol. Komm., Basel.
- CHANSELL, J. E. T., D'ARGENIO, B. & HORVATH, F. (1979): Adria, the African Promontory, in Mesozoic Mediterranean Palaeogeography. *Earth-Sci. Rev.* 15, 213-392.
- CZURDA, K. & NICKLAS, L. (1970): Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikons (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). In: *Festbd. Geol. Inst. 300-Jahrfeier Univ. Innsbruck*, 165-253.
- DIENER, C. (1888): Geologische Studien im südwestlichen Graubünden. *Sitz.-Ber. k. Akad. Wiss., Wien* 1888.
- DÖSSEGGER, R., FURRER, H. & MÜLLER, W. (1982): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung (Teil 2). - *Eclogae geol. Helv.* 75/2, 303-330.
- DUFFIN, C. J. & FURRER, H. (1981): Myriacanthid holocephalan remains from the Rhaetian (Upper Triassic) and Hettangian (Lower Jurassic) of Graubünden. - *Eclogae geol. Helv.* 74/3, 803-829.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. & BERNOLLI, D. (1976): Diagenèse et metamorphisme des argiles dans le Rhétien Sudalpin et Austroalpin, Lombardie et Grisons. - *Bull. Soc. geol. France* (7), 18, 1283-1293.
- EGGENBERGER, H. (1926): Geologie der Albulazone zwischen Albulahospiz und Scanfs. - *Eclogae geol. Helv.* 19/3, 523-570.
- EICHENBERGER, U. (1981): Geologie der östlichen Ducangruppe. - *Unpubl. Diplomarb. ETH-Zürich. Manuskr. Bibl. geol. Inst. ETH-Zürich.*
- ENGELHARDT, W. V., FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): Sediment-Petrologie. II: Sedimente und Sedimentgesteine. - *Schweizerbart, Stuttgart.*
- ESCHER V. D. LINTH, A. (1853): Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. - *N. Denkschr. schweiz. Ges. gesamt. Natw.* 13/2, 1-135.
- ESCHER V. D. LINTH, A. & STUDER, B. (1839): Geologische Beschreibung von Mittelbünden. - *N. Denkschr. schweiz. Ges. gesamt. Natw.* 3, 1-218.
- EUGSTER H. (1923): Geologie der Ducangruppe. - *Beitr. geol. Karte Schweiz (N. F.)* 49/3, 1-134.
- (1924): Die westliche Piz Üertsch-Kette (Preda-Albulapass). *Beitr. geol. Karte Schweiz, (N. F.)* 49/4, 1-31.
- EVANS, G. (1975): Intertidal Flat Deposits of the Wash, Western Margin of the North Sea. In: GINSBURG, R.N. (Ed.): *Tidal Deposits* (p. 13-20). - *Springer, Berlin.*
- FABRICIUS, F. H. (1959): Vorschlag zur Umbenennung von "Oberrätikalk" in "Rätolias-Riffkalk" (Nördliche Kalkalpen). - *N. Jb. Geol. Paläont. (Mh.)* 1959, 546-549.
- (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. - *Int. sediment.petrogr. Ser.* 9, 1-143.
- (1967): Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. *Geol. Rdsch.* 56, 140-170.
- FINGER, W. (1978): Die Zone von Samedan (Unterostalpine Decken, Graubünden) und ihre jurassischen Brekzien. - *Mitt. geol. Inst. ETH und Univ. Zürich (N. F.)* 224, 1-140.
- FISCHER, A. G. (1964): The Lofer cyclothsems of the Alpine Triassic. In: MERRIAM, D. F. (Ed.): *Symposium on Cyclic Sedimentation. Bull. geol. Surv. Kansas* 169, 107-149.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. *Springer, Berlin.*
- FRANK, S. (1981): Die Ela-Decke und ihr Liegendas im unteren Oberhalbstein. - *Unpubl. Diplom ETH-Zürich; Manuskr. Bibl. geol. Inst. ETH-Zürich.*
- FREI, F. (1925): Geologie der östlichen Bergünerstöcke (Piz d'Aela und Tinzenhorn, Graubünden). - *Beitr. geol. Karte Schweiz (N. F.)* 49/6, 1-30.

- FURRER, H. (1974): Geologie des Piz Son Mitgel, Mittelbünden. - Unpubl. Diplomarb. ETH-Zürich; Manuskr. Bibl. geol. Inst. ETH-Zürich.
- GAZDZICKI, A., KOZÜR, H. & MOCK, R. (1979): The Norian-Rhaetian boundary in the light of micropaleontological data. - *Geologija, Razpr. Porot.* 22/1, 71-112.
- GELATI, R. & ALLASINAZ, A. (1964): Nuovo contributo alla conoscenza del Trias superiore dell'Alta Valtellina. - *Riv. Ital. Paleont.* 70/1, 15-64.
- GINSBURG, R. N. & HARDIE, L. A. (1975): Tidal and Storm Deposits, Northwestern Andros Island, Bahamas. In: GINSBURG, R. N. (Ed.): *Tidal Deposits* (p. 201-208). - Springer, Berlin.
- GÜBELI, A. (1976): Geologische Untersuchungen des Zentralostalpins im Gebiet des Valbellahorns. - Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich; Manuskr. Bibl. geol. Inst. ETH-Zürich.
- GÜMBEL, C. W. (1856): Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. - *Jb. k. k. geol. Reichsanst.* 7, 1-39.
- (1857): Untersuchungen in den bayerischen Alpen zwischen der Isar und Salzach. *Jb. k. k. geol. Reichsanst.* 8, 146-151.
 - (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. - *Justus Perthes*, Gotha.
- HAUER, F. V. (1853): Ueber die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. - *Jb. k. k. geol. Reichsanst.* 4, 715-784.
- HEDBERG, H. D. (Hrsg.) (1976): *International Stratigraphic Guide*. - J. Wiley & Sons, New York.
- HEIERLI, H. (1955): Geologische Untersuchungen in der Albulazone zwischen Crap Alv und Cinuos-chel (Graubünden). - *Beitr. geol. Karte Schweiz (N. F.)* 101, 1-106.
- HELMCKE, D. (1974): Geologie der südlichen Klostertaler Alpen (Vorarlberg/Oesterreich). Erläuterungen zur geologischen Karte der südlichen Klostertaler Alpen 1 : 25 000. - *Geologica et Palaeontologica* 8, 131-147.
- HESS, W. (1953): Beiträge zur Geologie der Südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraéle (Graubünden).
- JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. - *Jb. geol. Bundesanst.* 108, 1-114.
- JEANNET, A. (1913): *Monographie Géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes (Préalpes vaudoises)*. Première partie: stratigraphie de la nappe rhétique, du Trias et du Lias des Préalpes médianes et de la Zone interne. - *Beitr. geol. Karte Schweiz (N. S.)* 64, 1-466.
- JENKYNS, H. C. (1971): Speculations on the Genesis of Crinoidal Limestones in the Tethyan Jurassic. - *Geol. Rdsch.* 60, 471-488.
- KELLERHALS, P. (1966): Geologie der nordöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen Piz San Jon, Scharl und Piz Sesvenna. - *Beitr. geol. Karte Schweiz (N. F.)* 126, 1-53.
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M. & STEINMANN, H. G. (1931): Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. - *Wiss. Veröff. Dt.-Oesterr. Alpenver.* 10, 1-231.
- LAUBSCHER, H. & BERNOULLI, D. (1977): Mediterranean and Tethys. In: NAIRN, A. E. M., STEHLI, F. G. & KANES, W. (Eds.): *The Ocean Basins and Margins. IV*. - Plenum Publ. Corp. New York, 129-132.
- LEUPOLD, W. (1919): Die Schichtreihe der ostalpinen Trias in Mittelbünden. - *Mitt. natf. Ges. Bern* 1919.
- LONGMAN, M. W. (1981): A process approach to recognizing facies of reef complexes. In: TOOMEY, D. F. (Ed.): European reef models. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.* 30, 9-40.
- MEISSNER, F. F. (1972): Cyclic Sedimentation in Middle Permian strata of the Permian basin, West Texas and New Mexico. In: ELAM, J. C. & CHUBER, s. (Eds.): *Cyclic Sedimentation in the Permian Basin*, 2nd Ed. (p. 203-232). - West Texas Geol. Soc. Midland, Texas.
- MICHALIK, J. (1980): A paleoenvironmental and paleoecological analysis of the west Carpathian part of the northern Tethyan near shore region in the latest Triassic time. - *Riv. Ital. Paleont.* 85/3-4, 1047-1064.
- MOSTLER, H., SCHEURING, B. & URLICH, M. (1978): Zur Mega-, Mikrofauna und Mikroflora der Kössener Schichten (alpine Obertrias) vom Weissloferbach in Tirol unter besonderer Berücksichtigung der in der suessi- und marshi-Zone auftretenden Conodonten. - *Schriftenr. erdw. Komm. österr. Akad. Wiss.* 4, 141-174.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W. U. (1970): Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomites der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. In: *Festbd. Geol. Inst. 300-J.-Feier Univ. Innsbruck*, 255-308.
- OBERHAUSER, R. (1964): Zur Kenntnis der Foraminiferengattungen *Permodiscus*, *Trocholina* und *Triasina* in der alpinen Trias und ihre Einordnung zu den Archaeodisciden. - *Verh. geol. Bundesanst.* (Wien) 1964, 196-210.
- (1978): Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogenese wichtiger Umstände. - *Verh. geol. Bundesanst. Wien* 1978/2, 43-53.
- OHLEN, H. R. (1959): The Steinplatte Reef Complex of the Alpine Triassic (Rhaetian) of Austria. - Ph. D. thesis Princeton Univ., New Jersey.
- OTT, E. (1925): Geologie der westlichen Bergünerstöcke (Piz Michèl und Piz Toissa, Graubünden). - *Beitr. geol. Karte Schweiz (N. F.)* 49/5, 1-103.
- OTTE, O. (1972): Schichtfolgen, Fazies und Gebirgsbau des Mesozoikums der Vorarlberger Kalkalpen südlich des Grossen Walsertales (Oesterreich). - *Diss. Geowiss. Freie Univ. Berlin*.
- PAREA, G. C. (1960): Contributo alla conoscenza del Triassico superiore del Gruppo dell'Ortler. - *Riv. Ital. Paleont.* 66/3, 323-344.

- PILLER, W. E. (1978): Involutinacea (Foraminifera) der Trias und des Lias. - Beitr. Paläont. Oesterr. 5/1, 1-164.
- (1981): The Steinplatte reef complex, part of an upper triassic carbonate platform near Salzburg, Austria. In: TOOMEY, D. F. (Ed.): European fossil reef models. - Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 30, 261-290.
- PINNA, G. (1978): Descrizione di un nuovo esemplare di Placochelidae del Retico lombardo (*Psephoderma alpinum* MEYER, 1858) e discussione sulla sinonimia *Psephoderma* - *Placochelyanus*. - Atti Soc. Ital. Sci. nat. Museo civ. Stor. nat. Milano 119/3-4, 341-352.
- POZZI, R. (1957): La geologia della bassa Valle di Fraéle (Alpi Retiche). - Eclogae geol. Helv. 50/1, 99-140.
- (1959): Studio stratigrafico del Mesozoico dell'Alta Valtellina (Livigno-Passo dello Stelvio). - Riv. Ital. Paleont. 65, 2-54.
 - (1960): La Fauna Liassica dell'Alta Valtellina (Alpi Retiche). Riv. Ital. Paleont. 66/4, 445-490.
- PREY, S. (1980): Das Frühalpidikum. In: OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Oesterreichs (p. 21-34). - Geol. Bundesanst., Springer, Wien/New York.
- PUGIN, L. (1964): Le Rhétien, étage du Trias ou du Jurassique. In: Comptes rendus et mém. Colloque Jurass. Luxembourg 1962, 91-99, Imp. St.-Paul, Luxembourg.
- PURSER, B. H. (Ed.)(1973): The Persian Gulf. - Springer, Berlin.
- REIF, W. E. (1971): Zur Genese des Muschelkalk-Keuper-Grenzbonebeds in Südwestdeutschland. - N. Jb. Geol. Paläont. 139/3, 369-404.
- REINECK, H. E. (1975): German North Sea Tidal Flats. In: GINSBURG, R. N. (Ed.): Tidal Deposits (p. 5-12). - Springer, Berlin.
- REISER, K. (1920): Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. - Geogn. Jh. 33, 57-198.
- RICHTER, M. (1978): Vorarlberger Alpen. - Samml. geol. Führer 49, Bonträger, Berlin.
- ROHRBACH, A. (1976): Ela- und Silvretta-Decke zwischen Tinzenhorn und Alvaneu (GR). - Unpubl. Diplomarb. ETH-Zürich; Manuskr. Bibl. geol. Inst. ETH-Zürich.
- SCHÄFER, P. (1979): Fazielle Entwicklung und paläkologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen ("Oberrät"-Riff-Kalke, Salzburg). - Facies 1, 3-245.
- SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1981): Facies development and paleoecologic zonation of four upper triassic patch-reefs, Northern Calcareous Alps near Salzburg, Austria. In: TOOMEY, D. F. (Ed.): European fossil reef models. - Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 30, 241-259.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. geol. Ges. Wien 66-67, 1973-1974, 165-193.
- SCHLAGINTWEIT, O. (1908): Geologische Untersuchungen in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und Sta. Maria im Münstertal. - Z. dtsch. geol. Ges. 60/2-3, 198-272.
- SCHILLER, W. (1904): Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 14 (1903), 107-180.
- (1906): Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. II. Piz Lad-Gruppe. - Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 16, 108-163.
- SCHMID, S. (1973): Geologie des Umbrailgebiets. - Eclogae geol. Helv. 66/1, 101-210.
- SCHNEIDER, B. (1969): Zur Geologie der östlichen Quatervals-Gruppe im schweizerischen Nationalpark (Graubünden). - Unpubl. Manuskr. Bibl. geol. Inst. ETH-Zürich.
- SCHÜPBACH, M. A. (1973): Comparison of slope and basinal sediments of a marginal cratonic basin (Pedregosa Basin, New Mexico) and a marginal geosynclinal basin (southern border of Piemontais Geosyncline, Bernina nappe, Switzerland). - Ph. D. thesis, Rice Univ., Houston, Texas.
- SCHWEGLER, E. (1962): Revision der Belemniten des schwäbischen Juras, Teil II. - Palaeontographica 118, Abt. A, 1-22.
- SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION (1973): Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen, insbesondere lithostratigraphischen Nomenklatur in der Schweiz. - Eclogae geol. Helv. 66/2, 479-492.
- SENOWBARI-DARYAN, B. (1980): Fazielle und paläontologische Untersuchungen in oberrätischen Riffen (Feichtenstein- und Gruberriff bei Hintersee, Salzburg, Nördliche Kalkalpen). - Facies 3, 1-237.
- SEYFRIED, H. (1980): Über die Bildungsbereiche mediterraner Jurasedimente am Beispiel der Betischen Kordillere (Südost-Spanien).- Geol. Rdsch. 69/1, 149-178.
- SHELL INTERNATIONAL PETROLEUM MAATSCHAPPIJ B. V. (1976): Standard Legend.
- SHINN, E. A., LLOYD, R. M. & GINSBURG, R. N. (1969): Anatomy of a modern carbonate tidal-flat, Andros Island, Bahamas. - J. sediment. Petrol. 39/3, 1202-1228.
- SIEBER, N. (1965): Geologie des Gebietes zwischen Val Trupchun und Val Casanna (Engadin). - Unpubl. Diplomarb.; Manuskr. Bibl. geol. Inst. ETH-Zürich.
- SOMM, A. (1965): Zur Geologie der westlichen Quatervals-Gruppe im schweizerischen Nationalpark (Graubünden). - Ergebni. wiss. Unters. schweiz. Nationalpark 10, 1-167.
- SPITZ, A. & DYHRENFURTH, G. (1914): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfserjoch. - Beitr. geol. Karte Schweiz, (N. F.) 44, 1-235.
- STEIGER, R. (1962): Geologie des Val Trupchun (Engadin). - Unpubl. Diplomarb. Bibl. geol. Inst. ETH-Zürich.
- STOPPANI, A. (1860-1865): Géologie et Paléontologie des couches à *Avicula contorta* en Lombardie. - Paleont. lomb. (3), 1-267.
- SUESS, E. (1852a): Untersuchungen der Brachiopoden in den sogen. Kalkschichten von Kössen. - Jb. k. k. geol. Reichsanst. 3/1, 180-181.
- (1852 b): Über die Brachiopoden der nordöstlichen Alpen. Jb. k. k. geol. Reichsanst. 3/2, 171.

- SUESS, E. & MOJSISOVICS, E. V. (1868): Studien über die Gliederung der Trias und Jurabildungen in den östlichen Alpen. II. Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. - Jb. k. k. geol. Reichsanst. 18, 167-200.
- THEOBALD, G. (1864): Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. - Beitr. geol. Karte Schweiz (1), 2 (1863), 1-374.
- THOMPSON, R. W. (1975): Tidal-Flat Sediments of the Colorado River Delta, Northwestern Gulf of California. In: GINSBURG, R. N. (Ed.): Tidal Deposits (p. 57-67). - Springer, Berlin.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. - Franz Deuticke, Wien.
- TOZER, E. T. (1979): Latest Triassic (Upper Norian) ammonoid and Monotis faunas and correlations. - Riv. Ital. Paleont. 85/3-4, 843-875.
- TRÜMPY, R. (1977): The Engadine Line: a sinistral wrench fault in the Central Alps. - Mem. geol. Soc. China 2, 1-12.
- (1980): Geology of Switzerland. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. - Wepf & Co., Basel.
- TRÜMPY, R. & HACCARD D. (1969): Réunion extraordinaire de la Société géologique de France: Les Grisons. - C. R. somm. séances Soc. géol. France 9, 330-396.
- URLICH, M. (1973): Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. - Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbau stud. (Wien) 21 (1972), 661-710.
- WAGNER, M. (1976): Die Ortlerzone im Bereich der Alp Blais und der Dolomit von S-chanf (Engadin, GR). - Unpubl. Diplomarb.; Manuskr. Bibl. geol. Inst. ETH-Zürich.
- WÄHNER, F. (1903): Das Sonnenwendgebirge im Unterinntal, ein Typus eines alpinen Gebirgsbaues. - Deuticke, Leipzig.
- WENDT, J. (1971): Die Typuslokalität der Adneter Schichten (Lias, Oesterreich). - Ann. Inst. geol. publ. hung. 54/2, 105-116.
- WIEDENMAYER, F. (1963): Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen). Die Wechselbeziehung zwischen Stratigraphie, Sedimentologie und syngenetischer Tektonik. - Eclogae geol. Helv. 56/2, 529-640.
- WIEDMANN, J., FABRICIUS, F., KRYSTYN, L., REITNER, J. & URLICH, M. (1979): Über Umfang und Stellung des Rhaet. - Newsl. Stratigr. 8/2, 133-152.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. - Springer, Berlin.
- ZANKL, H. (1971): Upper Triassic Carbonate facies in the Northern Limestone Alps. In: MÜLLER, G. (Ed.): Sedimentology of parts of Central Europe, Guidebook, 8th Intern. Sedimentol. Congr. Heidelberg (p. 147-185). - Kramer, Frankfurt.
- ZOEPPLITZ, K. (1906): Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno. - Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 16, 164-231

Geologische Karten

Schweiz:

- Geologische Karte der Schweiz, 1: 500 000 (2. Ausgabe). SPICHER, A. (1980). - Schweiz. geol. Komm.
- Tektonische Karte der Schweiz, 1: 500 000 (2. Ausgabe). SPICHER, A. (1980). - Schweiz. geol. Komm.
- Geologische Karte der Engadiner Dolomiten, 1: 50 000 (Spezialkarte No. 72). SPITZ, A. & DYHRENFURTH, G. (1915). - Schweiz. geol. Komm.
- Geologische Karte der Bernina-Gruppe, 1: 50 000 (Spezialkarte No. 118). STAUB, R. (1946). - Schweiz. geol. Komm.
- Geologischer Atlas der Schweiz, 1: 25 000:
- Blatt 9, Scaletta. BEARTH, P., EUGSTER, H., SPAENHAUER, F., STRECKEISEN, A. & LEUPOLD, W. (1935).
 - Blatt 14, Ardez. SPAENHAUER, F., BEARTH, P., CADISCH, J. & WENK, E. (1940).
 - Blatt 20, Zernez. BOESCH, H., CADISCH, J., HEGWEIN, W., SPAENHAUER, F. & WENK, E. (1948).
 - Blatt 44, Schuls/Scuol-Tarasp. CADISCH, J., EUGSTER, H., WENK, E., TORRICELLI, G. & BURKARD, G. (1963). - Schweiz. geol. Komm.

Geologische Karte von Mittelbünden, 1: 25 000 (Spezialkarte No. 94 in 6 Blättern):

- 94 A: Arosa. CADISCH, J. (1922)
- 94 B: Davos. CADISCH, J. & LEUPOLD, W. (1924)
- 94 C: Lenzerhorn. BRAUCHLI, R. & GLASER, T. (1924)
- 94 D: Landwasser. EUGSTER, H. & LEUPOLD, W. (1930)
- 94 E: Piz Michèl. FREI, F. & OTT, E. (1926)
- 94 F: Bergün. EUGSTER, H. & FREI, F. (1925). - Schweiz. geol. Komm.

Geologische Karte der Quatervalsgruppe im schweiz. Nationalpark, 1: 25 000. HEGWEIN, W. (1934). - Schweiz. natf. Ges.

Oesterreich:

Geologische Karte des Rätikon, 1: 25 000. HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O. (1965). - Geol. Bundesanst. Wien.

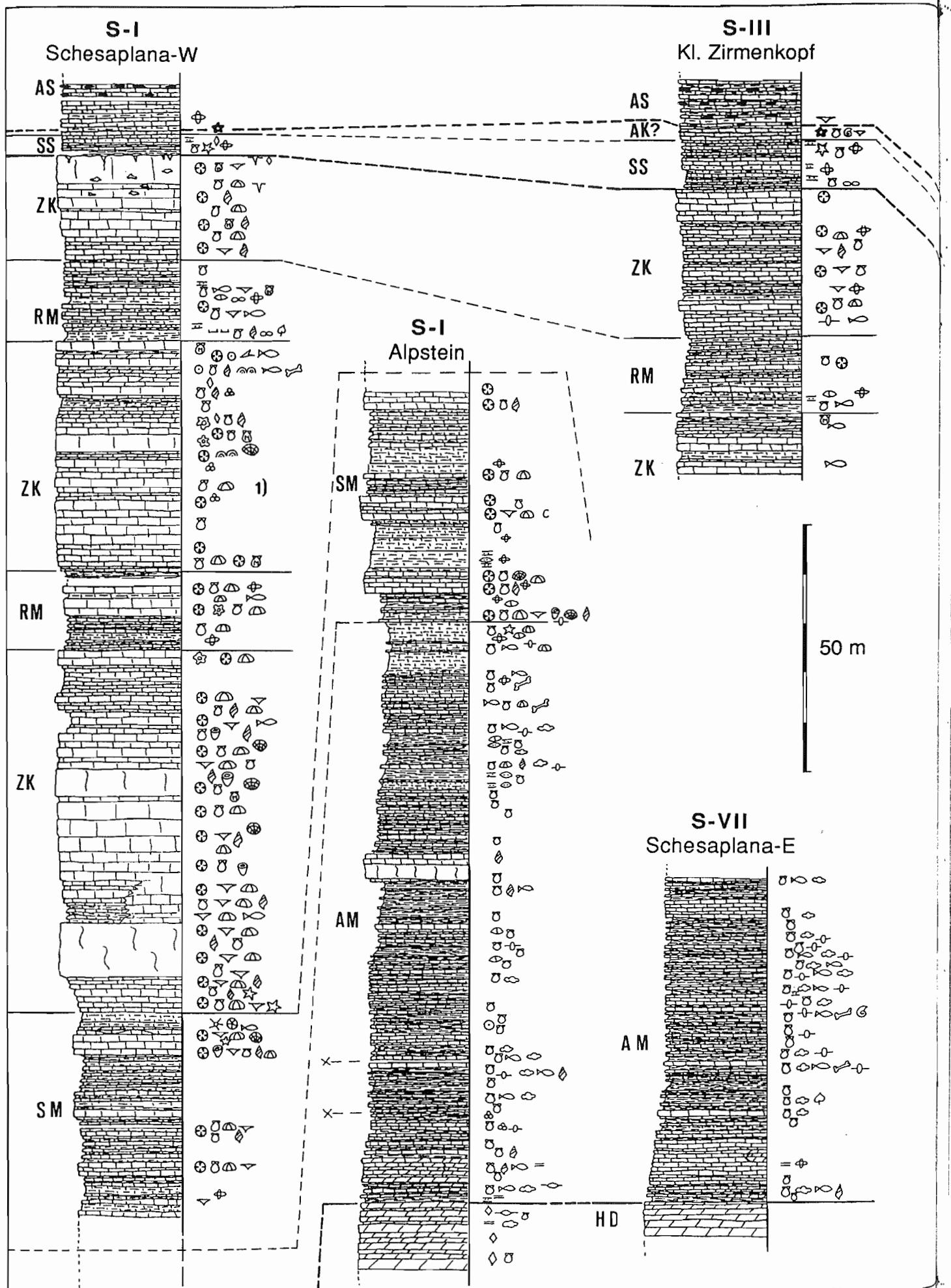
Italien:

- Carta geologica d'Italia, 1: 100 000: Foglio 8, Bormio. BONSIGNORE, G., BORGO, A., GELATI, R., MONTRASIO, A., POTENZA, R., POZZI, R., RAGNI, U. & SCHIAVINATO, G. (1969).
- Carta geologica della regione compresa fra Livigno e il Passo di Stelvio, 35 000. POZZI, R. & GIORCELLI, A. (1960)

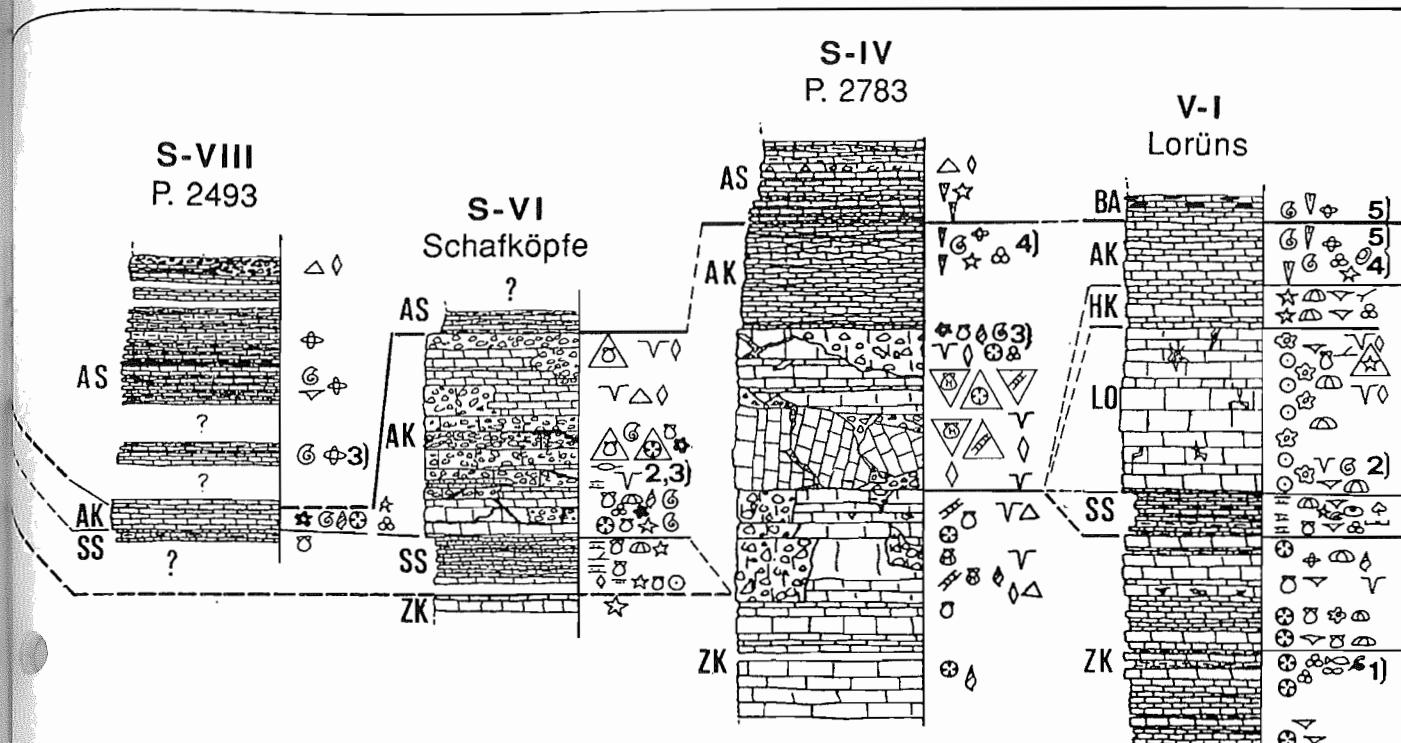
Legende zu den Tafeln 1-6:

Lithostratigraphie:		Lithologie:	
KS	Kreideschiefer		Kalk
			Kalkiger Dolomit
AF	Allgäu-Formation:		Dolomit
BA	Bunte Allgäu-Schichten		Mergel
AS	Allgäu-Schichten s.str.		Schieferton
SK	Spadlatscha-Kalk		Siltstein
SH	Stidier-Hornsteinkalk		Hornsteinknollen
NK	Naira-Kalk		Breccie, Konglomerat
AP	Alpisella-Schichten		Spaltenfüllung
MB	Megabreccien		
CB	Chaschauna-Breccie		
LB	Lischana-Breccie		
AK	Adnet-Kalk		Bioturbation, Fressbauten
HK	Hierlatz-Kalk		Wohnbauten
LO	Lorüns-Oolith		Bohrungen
CK	Culmet-Kalk		Angeborete Gerölle
SS	Schattwald-Schichten		Kotpillen
			Wirbeltier-Koprolithen
			Stromatolithen
			Onkoide
			Fe-Mn-Knollen
Biogene Strukturen:		Fossilien:	
			Foraminiferen
			Radiolarien
			Kieselschwämme
			Kalkschwämme
			Hydrozoen
			Korallen
			Brachiopoden
			Bryozoen
			Gastropoden
			Bivalven
			Megalodonten
			Ammoniten
			Belemniten
			Serpuliden
			Ostracoden
			Decapoden
			Crinoiden
			Echiniden
			Ophiuren
			Holothurien
			Fische
			Reptilien
			Algen
			Holz
Sedimentologie:			
			Lamination
			Laminiertes Siltstein
			Gradierung
			Rippelmarken
			Kreuzschichtung
			Konvolution
			Linsenschichtung
			Turbidit
			Slump
			Megabreccie, Olistolith
			Hartgrund
			Spaltenfüllung

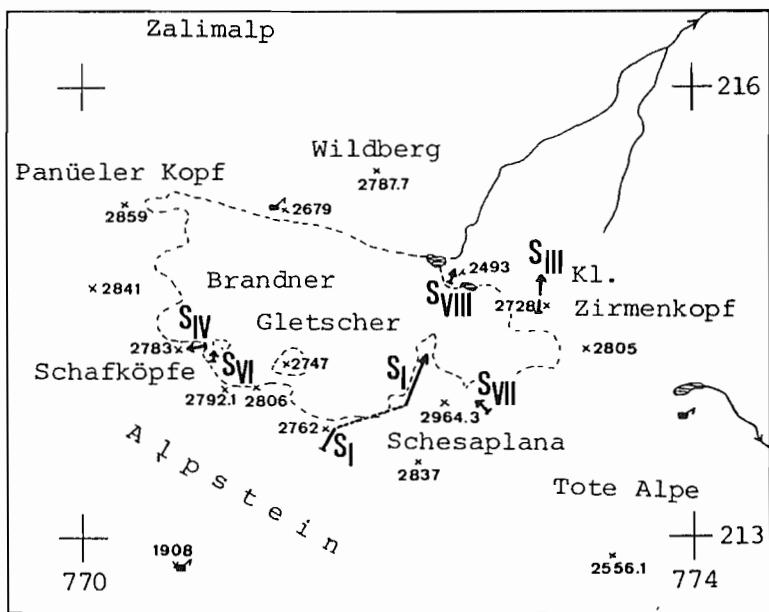
Tafel 1: Profile der Trias-Jura-Grenzschichten in der westlichen Lechtal-Decke



Profile der Trias-Jura-Grenzschichten in der westlichen Lechtal-Decke: Tafel 1



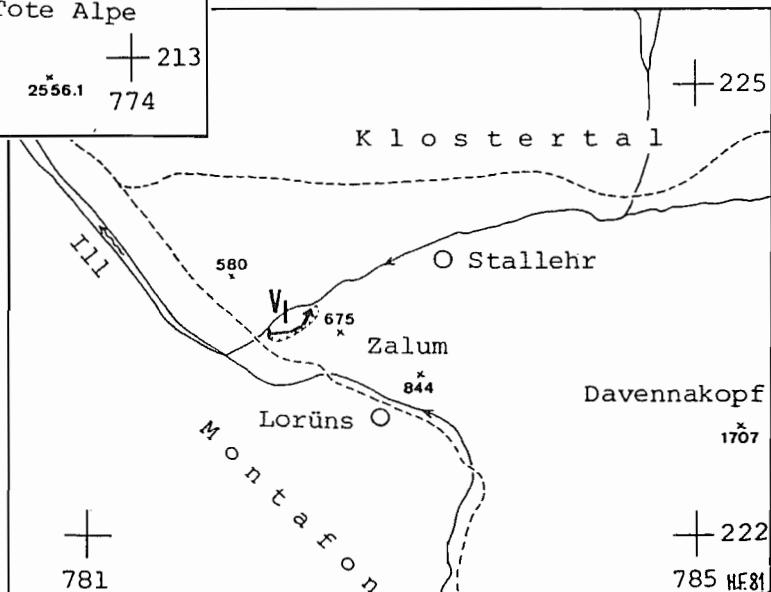
Profil-Lageskizzen:



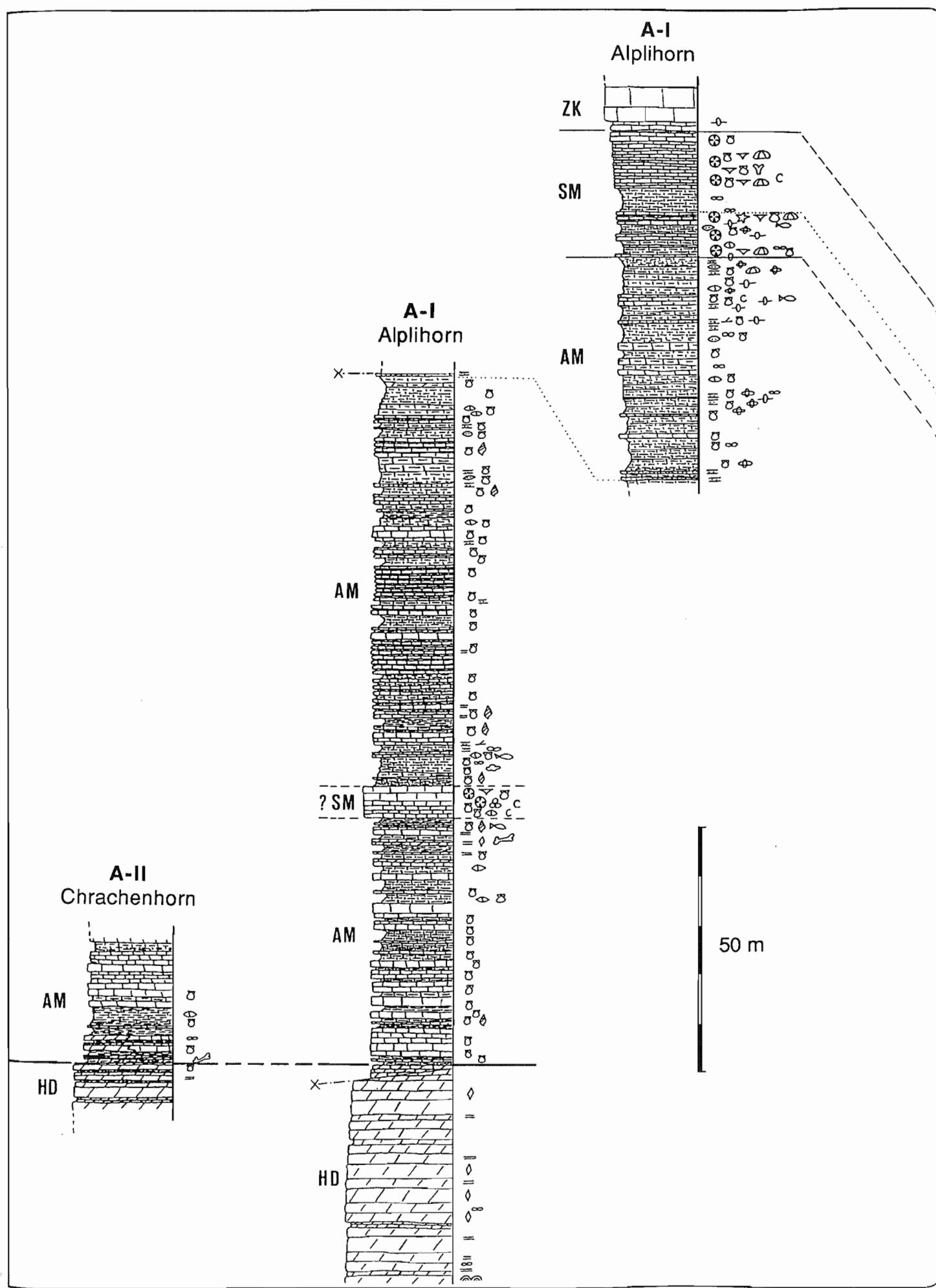
50 m

Biostratigraphische Marken:

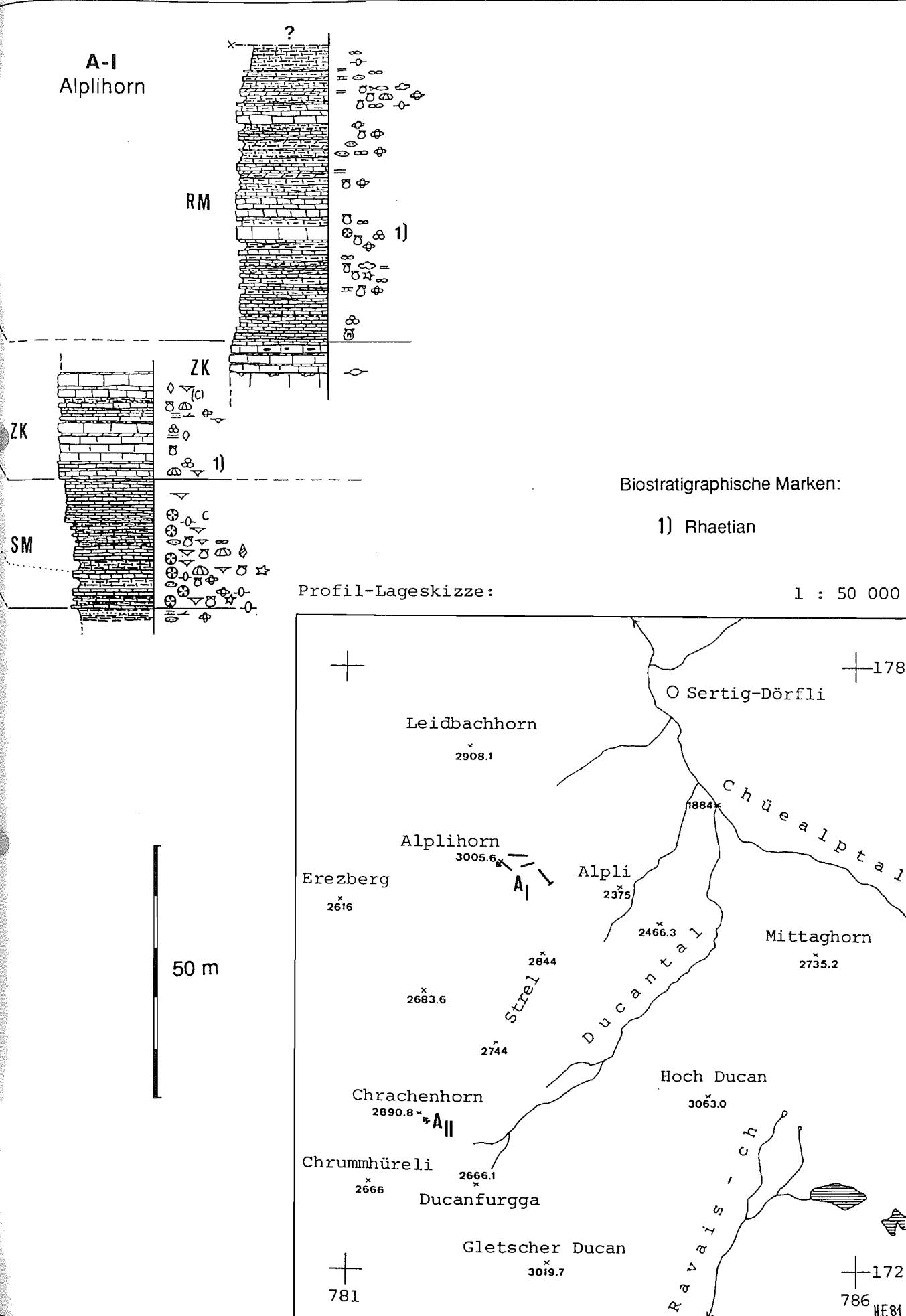
- 5) Spät-Sinemurian
- 4) Spätes Früh-Sinemurian
- 3) Frühes Früh-Sinemurian
- 2) Früh-Hettangian
- 1) Rhaetian



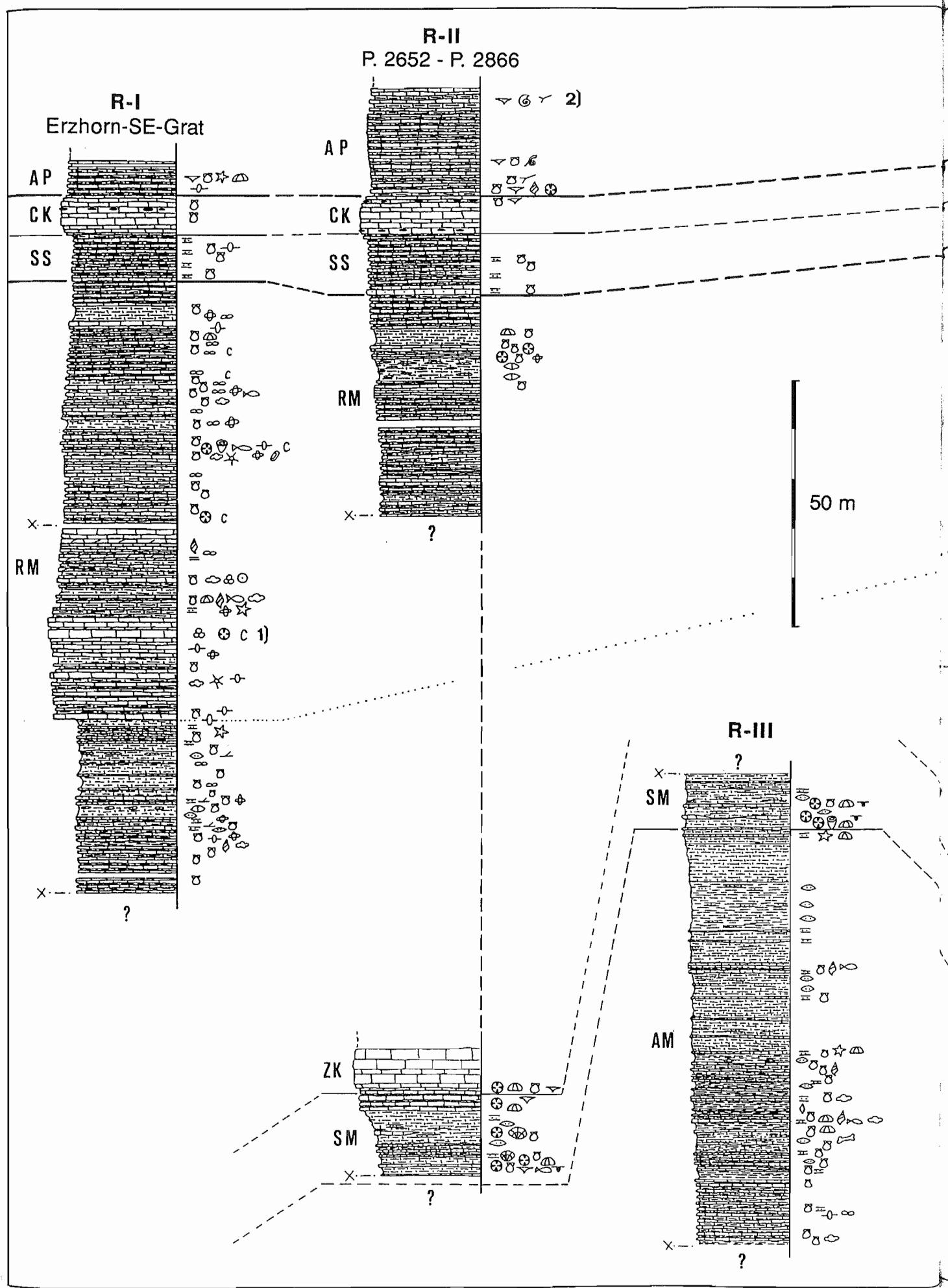
Tafel 2: Profile der Trias-Jura-Grenzschichten im Ducan-Gebiet (Silvretta-Decke)



Profile der Trias-Jura-Grenzschichten im Ducan-Gebiet (Silvretta-Decke): Tafel 2

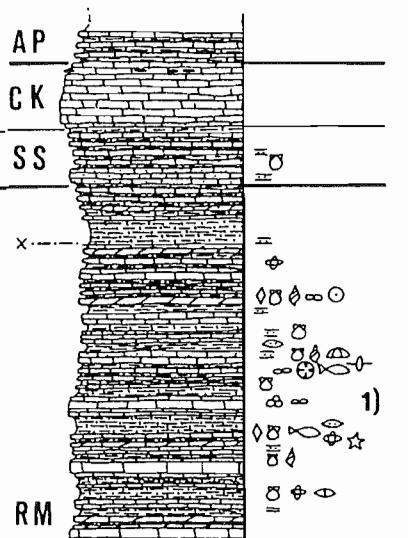


Tafel 3: Profile der Trias-Jura-Grenzschichten in den Aroser Dolomiten

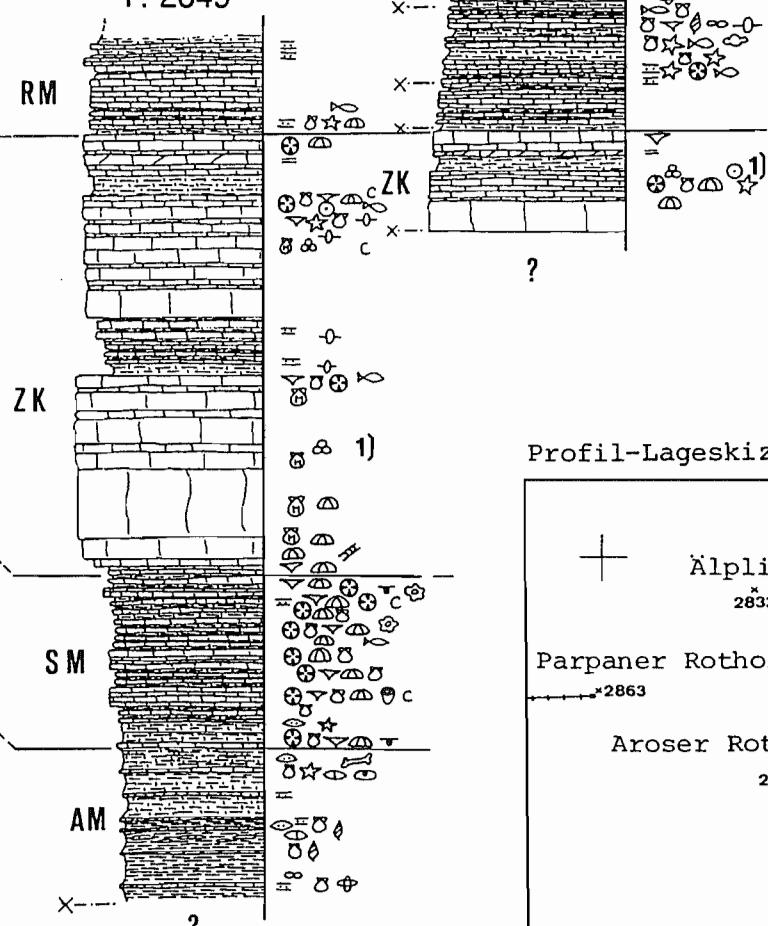


Profile der Trias-Jura-Grenzschichten in den Aroser Dolomiten: Tafel 3

R-V
Aroser Rothorn-SE-Grat
P. 2751



R-IV
Aroser Rothorn-SE-Grat
P. 2849



50 m

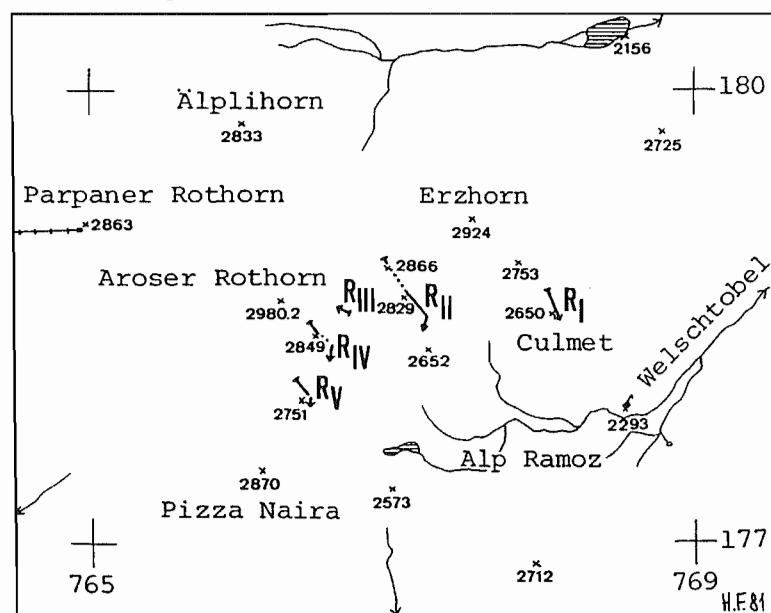
Biostratigraphische Marken:

2) "Mittel"-Hettangian

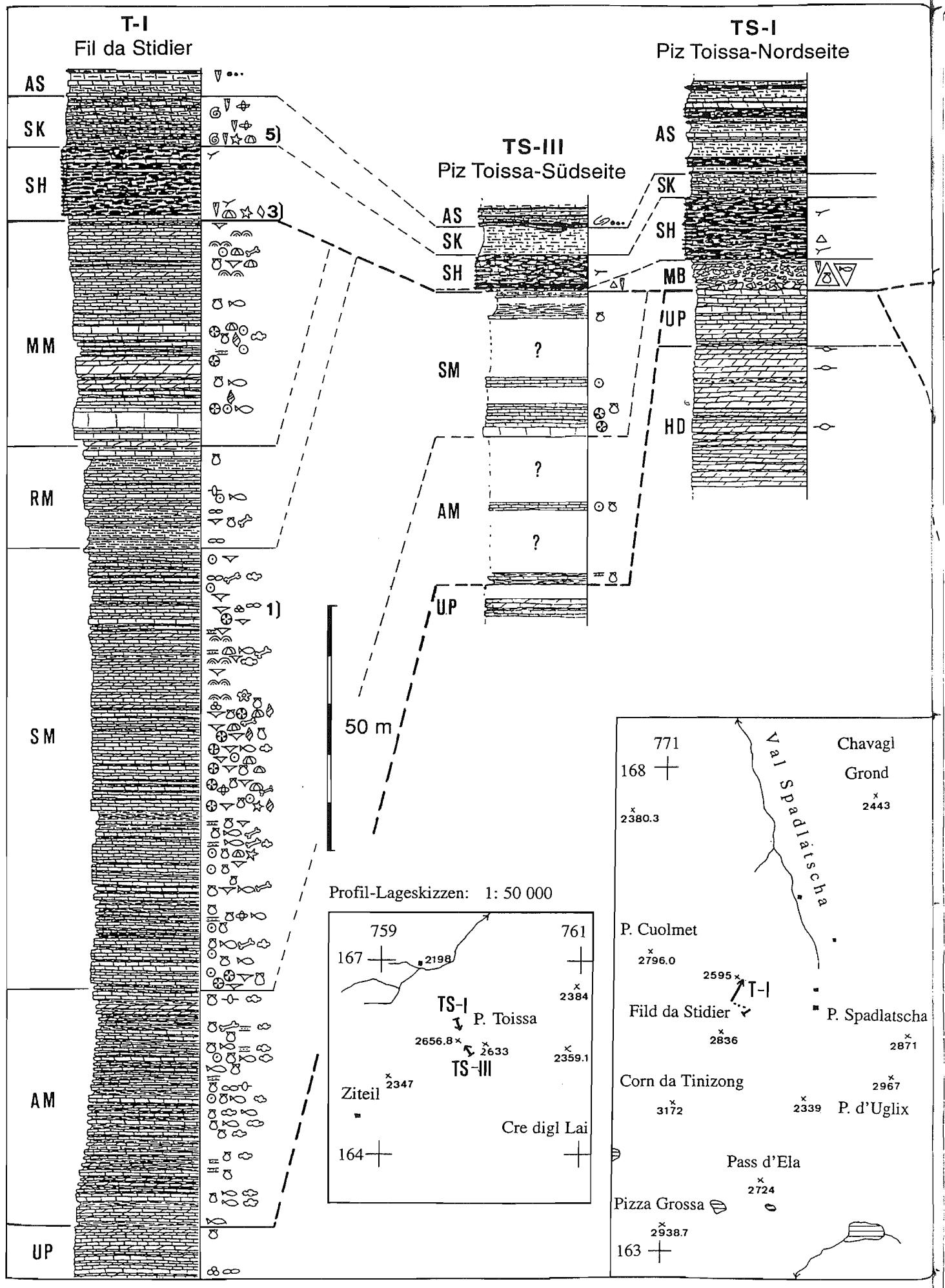
1) Rhaetian

Profil-Lageskizze:

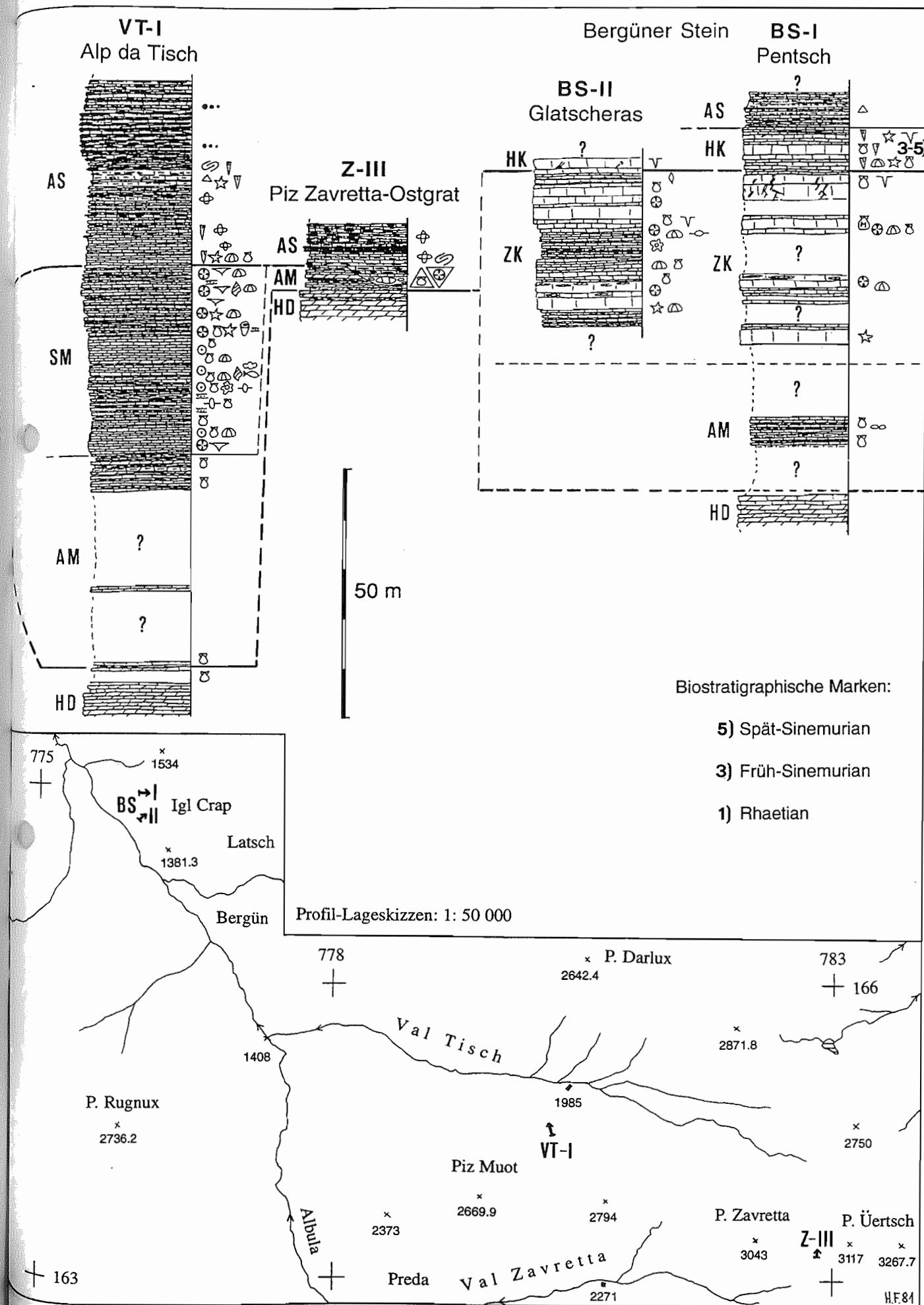
1 : 50 000



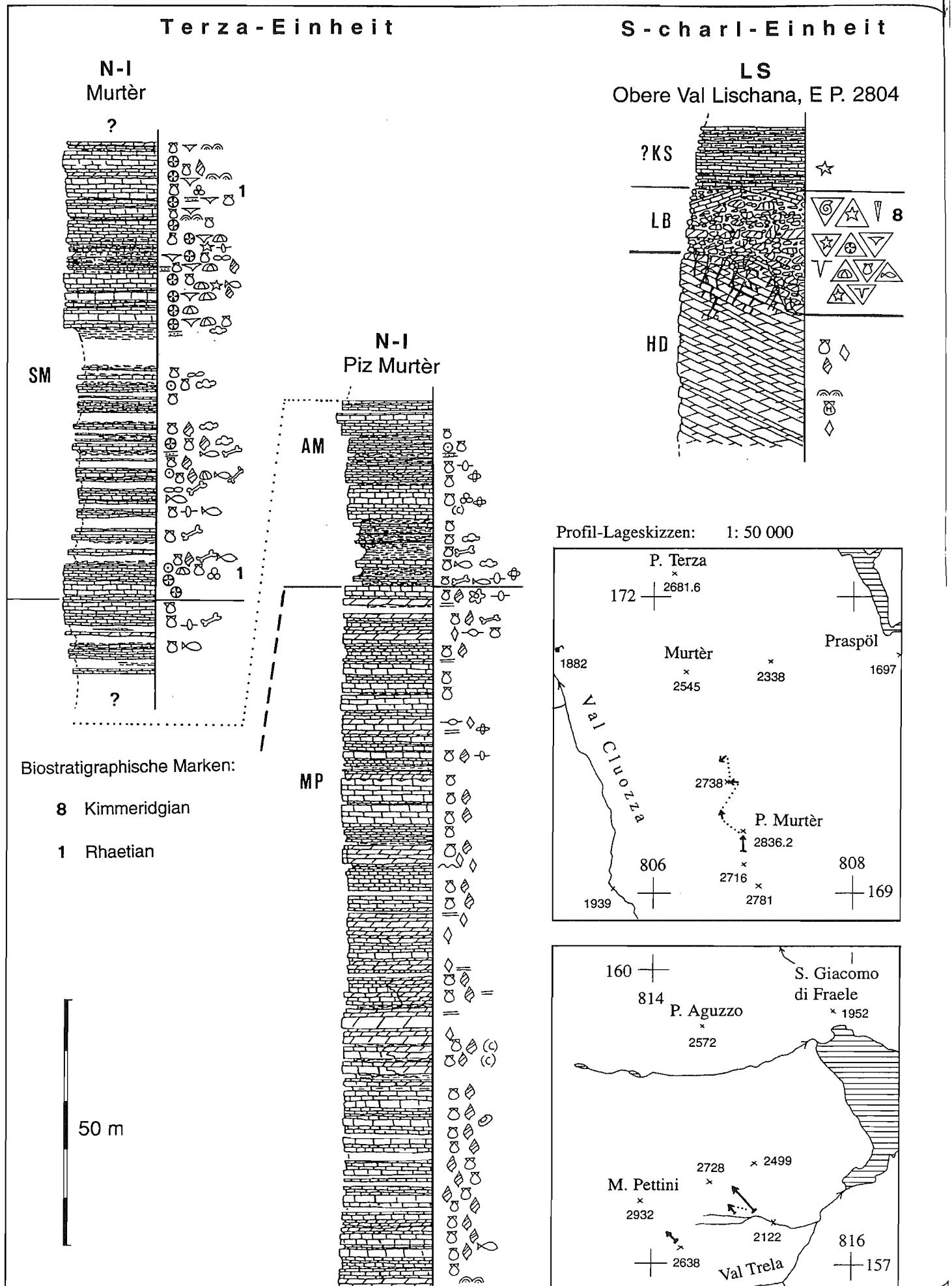
Tafel 4: Profile der Trias-Jura-Grenzschichten in der Ela-Decke



Profile der Trias-Jura-Grenzschichten in der Ela-Decke: Tafel 4



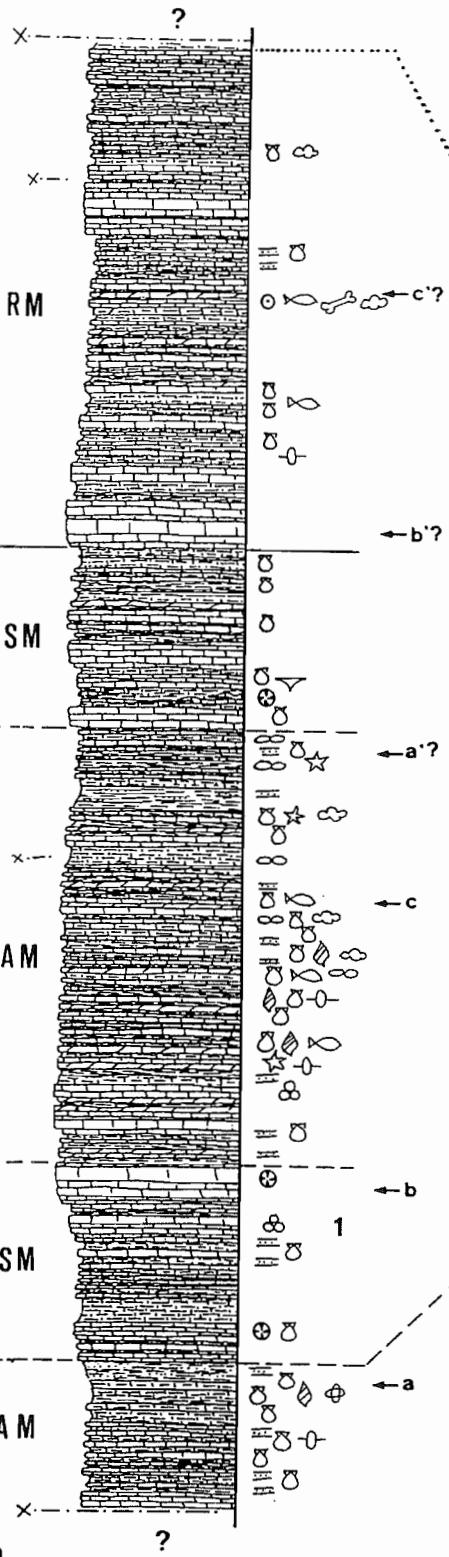
Tafel 5: Profile der Trias-Jura-Grenzschichten in den Engadiner Dolomiten



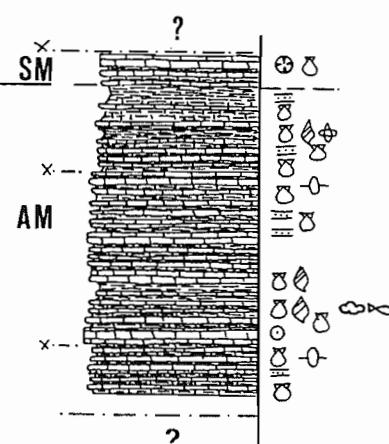
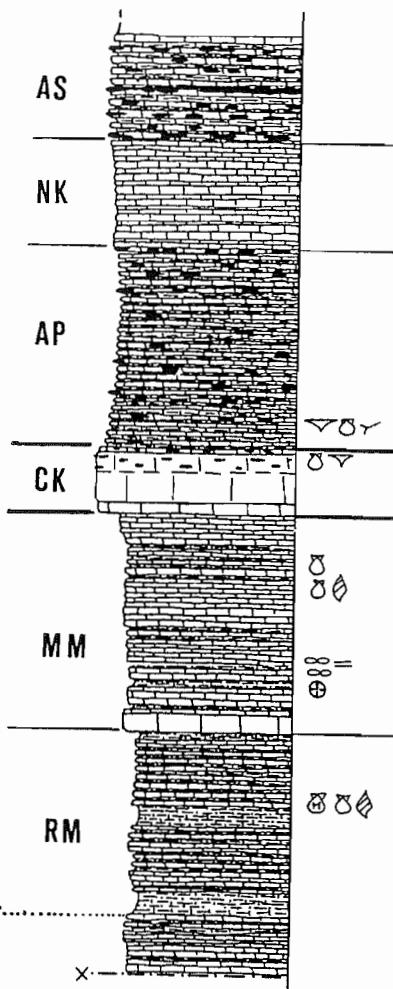
Profile der Trias-Jura-Grenzschichten in den Engadiner Dolomiten: Tafel 5

Ortler-Einheit

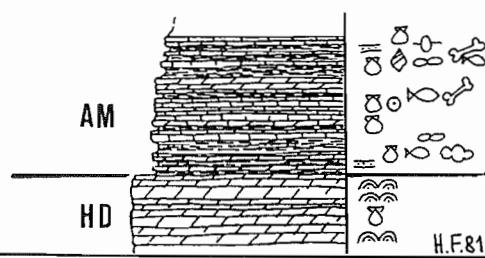
F-I
M. Pettini-Ostgrat



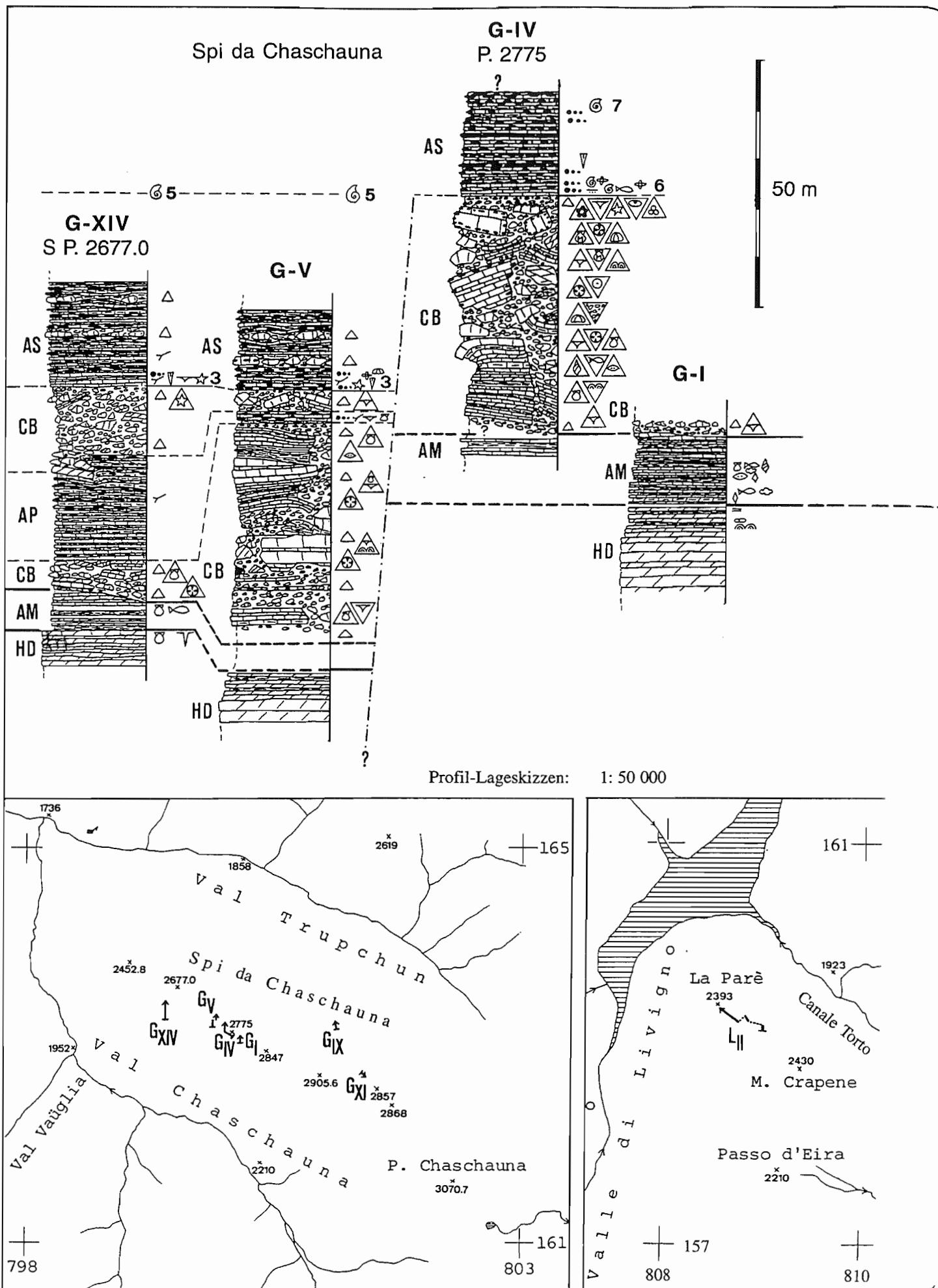
F-I
M. Pettini-Ostgrat



F-II
M. Pettini-SE-Grat



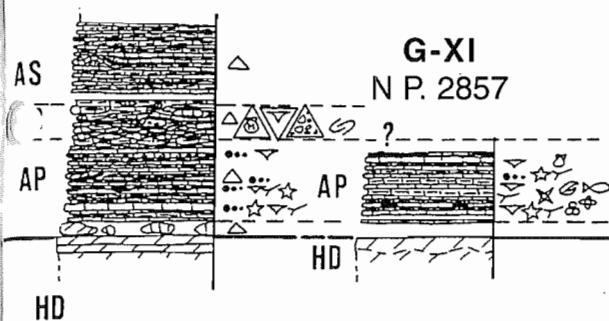
Tafel 6: Profile der Trias-Jura-Grenzschichten in der Ortler-Einheit (Engadiner Dolomiten)



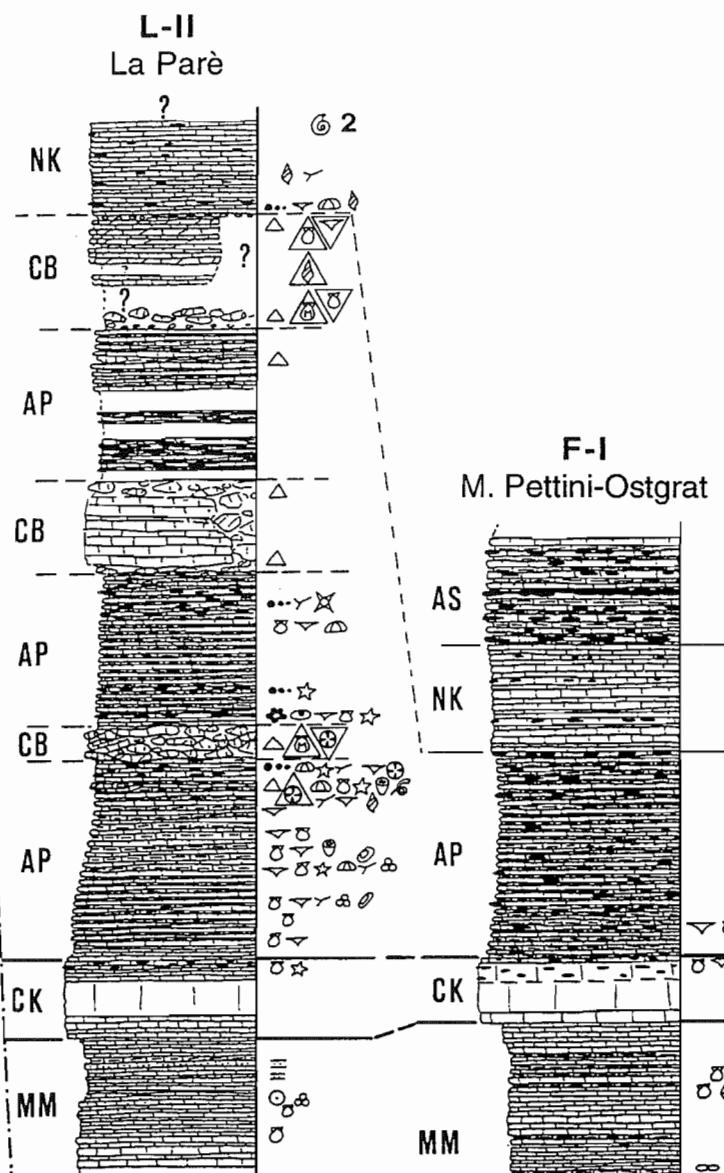
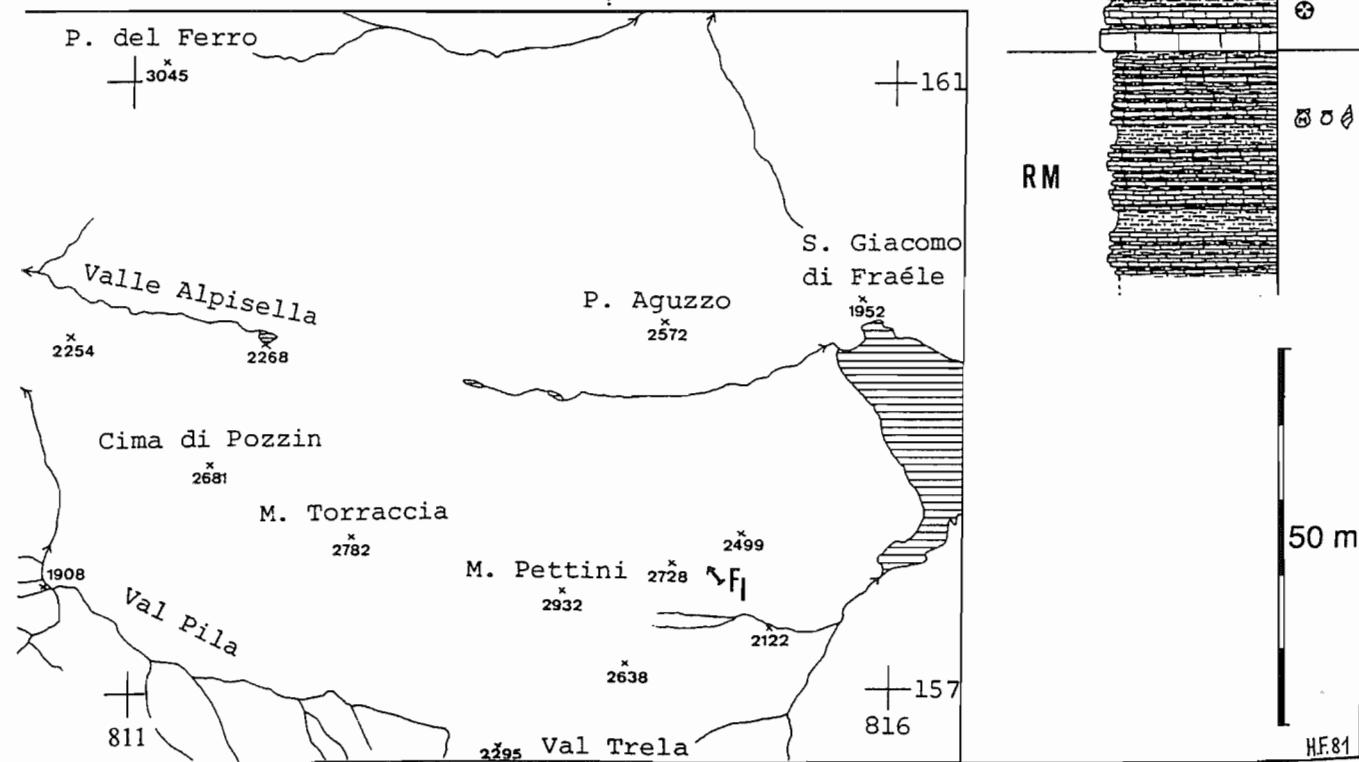
Biostratigraphische Marken:

- 7 Früh-/Spät-Pliensbachian
- 6 Früh-Pliensbachian
- 5 Spät-Sinemurian
- 3 Früh-Sinemurian
- 2 Spät-Hettangian

G-IX
Spi da Chaschauna



Profil-Lageskizze: 1: 50 000



Lebenslauf

Ich, Heinz Furrer, wurde am 2.10.1949 als Sohn des August und der Berta Furrer-Egli in Bauma mit Heimatort in Wildberg/ZH geboren. Die Primarschule besuchte ich in Dättlikon, die Sekundarschule in Pfungen. Von 1965 bis 1969 besuchte ich die Oberrealschule in Winterthur, wo ich 1969 den Maturitätsausweis Typus C erhielt. Nach einem halbjährigen Praktikum im Geologischen Büro von Dr. G. Styger in Winterthur, der Rekruten- und Unteroffiziersschule, begann ich 1970 mit dem Geologiestudium an der Abteilung für Naturwissenschaften der ETH-Zürich, wo ich 1974 mit der Diplomprüfung und einer Diplomarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. R. Trümpy abschloss. 1975 weilte ich zu einem halbjährigen Studienaufenthalt am Institut Dolomieu der Universität Grenoble (Frankreich). 1976 begann ich eine Dissertation an der Universität Zürich. Von 1976 bis Frühjahr 1981 arbeitete ich als Assistent am Paläontologischen Institut und Museum der Universität Zürich. 1976 heiratete ich meine Frau Marianne Pfister, 1978 wurde unsere Tochter Maya und 1980 unser Sohn Fabian geboren.

Während meines Studiums an der ETH und Universität Zürich besuchte ich Vorlesungen und Übungen der folgenden Dozenten: J. Beckmann, H. Bolli, G. Busch, E. Dal Vesco, V. Dietrich, H. Dünner, A. Gansser, T. Ginsburg, M. Grünenfelder, R. Hantke, H. Hess, K. Hsü, K. Hünermann, H. Jäckli, H. Kern, F. Kneubühl, E. Kuhn-Schnyder, F. Laves, K. Meier, W. Meier, A. Milnes, F. Müller, S. Müller, M. Müller-Vonmoos, H. Nissen, N. Pavoni, C. Perret, H. Rieber, L. Rybach, V. Trommsdorff, R. Trümpy, R. Schmid, W. Schneider, R. Steiger, H. Ulrich, M. Weibel.

Die Dissertation "Stratigraphie und Facies der Trias-Jura Grenzschichten in den oberostalpinen Decken Graubündens" entstand unter der Leitung der Professoren Dr. H. Rieber und Dr. R. Trümpy und wurde an der Sitzung der Philosophischen Fakultät vom 17.12.1981 angenommen.

Heinz Furrer