

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 75 (1982)
Heft: 2

Artikel: Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung. Teil 2
Autor: Dössegger, Rudolf / Furrer, Heinz / Müller, Walter H.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-165233>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 29.04.2026

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 75/2	Seiten 303–330	4 Textfiguren	Basel, Juli 1982
---------------------	-----------	----------------	---------------	------------------

Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung (Teil 2)

Von RUDOLF DÖSSEGER¹⁾, HEINZ FURRER²⁾ und WALTER H. MÜLLER²⁾

ZUSAMMENFASSUNG

Für die triadischen, jurassischen und kretazischen Sedimentserien der Engadiner Dolomiten (Oberostalpin) werden neue lithostratigraphische Einheiten vorgestellt oder bestehende genauer definiert:

Follerkopf-Formation
Hauptdolomit-Gruppe: Hauptdolomit-Formation s. str.
Pra-Grata-Formation
Quatervals-Formation
Diavel-Formation
Murter-Plattenkalk-Formation

Kössen-Formation
Allgäu-Formation
Lischana-Breccie
Blais-Radiolarit-Formation
Russenna-Aptychenkalk-Formation
Chanel-Formation

1. Einleitung

Unter dem Begriff «Engadiner Dolomiten» verstehen wir hier das vorwiegend aus Karbonatgesteinen aufgebaute Gebirgsdreieck, das begrenzt wird vom Engadin im Nordwesten, vom Vinschgau im Osten und von der Linie Ortler, Bormio und Livigno im Süden. Die Engadiner Dolomiten gehören aufgrund der Ausbildung ihrer Sedimente eindeutig zur oberostalpinen Faziesregion (TRÜMPY 1980). Sie lassen sich tektonisch in folgende Einheiten gliedern, deren ursprüngliche paläogeographische Anordnung noch nicht vollumfänglich rekonstruiert werden kann (Fig. 1):

Ortler-Element: Im gesamten gesehen eine mehr oder weniger normal liegende, trotzdem nur lokal vollständige Abfolge vom Kristallin bis zur Chanel-Formation.

Quatervals-Element: In sich stark verschuppte Serie, überwiegend aus Gesteinen der Hauptdolomit-Gruppe, untergeordnet auch aus solchen der Raibler- und der Kössen-Formation bestehend.

¹⁾ Schweizerische Meteorologische Anstalt, Krähbühlstrasse 58, CH-8044 Zürich.

²⁾ Geologisches Institut, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

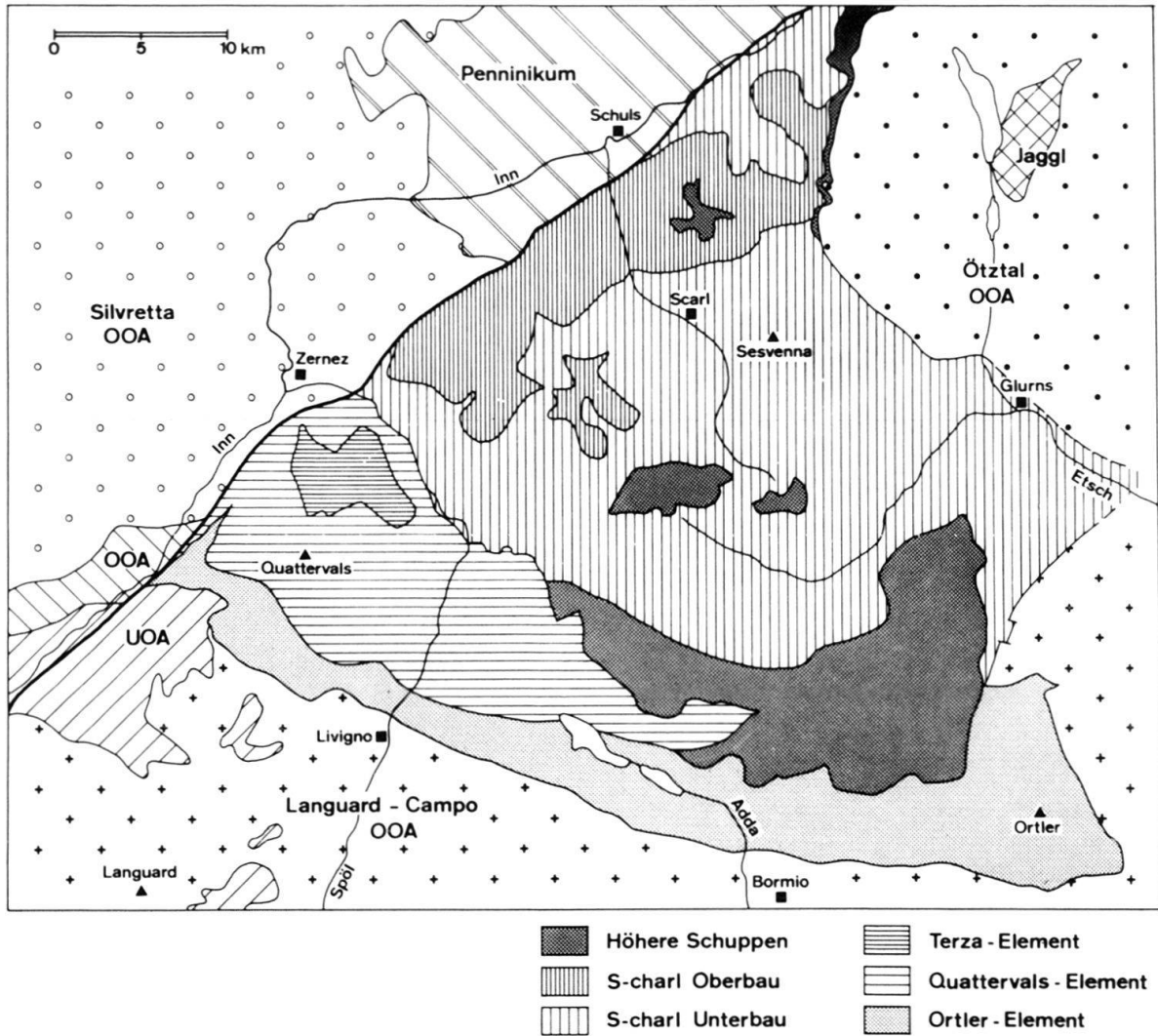


Fig. 1. Tektonisches Schema der Engadiner Dolomiten.

Terza-Element: Auf dem Quattervals-Element liegendes, mehr oder weniger intaktes Schichtpaket, von der Raibler-Formation bis zur Kössen-Formation reichend.

S-charl-Unterbau: Vom Kristallin bis zur Kössen-Formation reichende Abfolge, wobei die Formationen vom Kristallin bis und mit Raibler-Formation die Hauptmasse der Gesteine ausmachen. Der S-charl-Unterbau ist stellenweise stark verfalltet.

S-charl-Oberbau: Von Südosten gegen Nordwesten über den S-charl-Unterbau geschobene Sedimentserie von der Raibler-Formation bis zu möglichen Kreidesedimenten.

«*Höhere Schuppen*»: Braulio-Kristallin und andere Kristallin- und Sedimentschuppen in analoger Stellung im Liegenden des Ötztal-Kristallins (SCHMID 1973). Da die Sedimentserien dieser «Höheren Schuppen» nur einen geringen Raum einnehmen und sich zudem die stratigraphische Gliederung der benachbarten tektonischen Elemente anwenden lässt, wurde auf eine gesonderte Behandlung verzichtet.

Ausgehend von den «Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen, insbesondere lithostratigraphischen Nomenklatur der Schweiz» (Arbeitsgruppe für Stratigraphische Terminologie 1973), studierte eine Gruppe ehemaliger und heutiger Bearbeiter die stratigraphische Nomenklatur der Engadiner Dolomiten. Erste Resultate wurden anlässlich der Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Engadiner Dolomiten im Herbst 1975 publiziert (DÖSSEGER & MÜLLER 1976). Unterdessen wurde diese Arbeit vor allem im Hinblick auf die demnächst erscheinende Geologische Karte des Schweizerischen Nationalparks vervollständigt und auf alle tektonischen Elemente der Engadiner Dolomiten ausgedehnt (Fig. 2).

Für die Beschreibung der lithostratigraphischen Einheiten gelten folgende, allgemeingültige – und nicht jedesmal wieder erwähnte – Anmerkungen:

- In die Liste der Synonyme wurden nur die wichtigsten Begriffe aufgenommen; unsere Liste erhebt somit keinen Anspruch auf Vollständigkeit.
- Die angegebenen Mächtigkeiten sind zum Teil unsicher, da häufig tektonische Reduktionen oder Anhäufungen vorliegen, die kaum entwirrt werden können.
- Ein kontinuierlicher Übergang von detritischer zu karbonatischer Sedimentation (und umgekehrt) dürfte für eine Grenzziehung immer problematisch bleiben, da sich eindeutige Grenzen im Felde kaum festlegen lassen und da die dabei verwendeten Abgrenzungskriterien immer diskutierbar bleiben werden.
- Die Kenntnisse über die stratigraphische Abfolge der jüngsten Sedimentserien in der Lischana-S-chalambert-Gruppe des S-charl-Oberbaus sind noch ungenügend. Obwohl teilweise die gleichen Formationen wie im Ortler-Element (Val Trupchun) auftreten, scheint deren stratigraphische Abfolge widersprüchlich. Nordöstlich des Piz S-chalambert dadaint geht nach BURKARD (1953) die Lischana-Breccie oben in breccien- und echinodermenführende bunte Kalke des Hierlatz-Typs über und wird von einer im Tethysraum «normalen» Abfolge von Radiolarit (Blais-Formation) und Aptychenkalk (Russenna-Formation) überlagert. Dagegen scheint in der Lischana-Gruppe nach CADISCH et al. (1968) eine andere Abfolge vorzuliegen: Liasbreccie, Liaskalke und Liasschiefer, Aptychenkalk, Radiolarit und ?Kreide. Da momentan neuere Untersuchungen vorgenommen werden (P. Mader, Geologisches Institut ETH Zürich) und noch keine definitiven Resultate vorliegen, soll hier offengelassen werden, ob es sich tatsächlich um eine «abnormale» Ausbildung oder um eine tektonische Verkehrtlagerung (mit stratigraphischer Fehldeutung der «Liaskalke und Liasschiefer» und der «?Kreide») handelt. Im Schema der Figur 2 wird eine «normale» Abfolge angenommen.
- Wir beziehen uns im folgenden häufig auf den von uns bereits früher veröffentlichten ersten Bericht, «Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung» (DÖSSEGER & MÜLLER 1976), ohne die dort vorgestellten Definitionen immer und/oder vollumfänglich zu wiederholen.

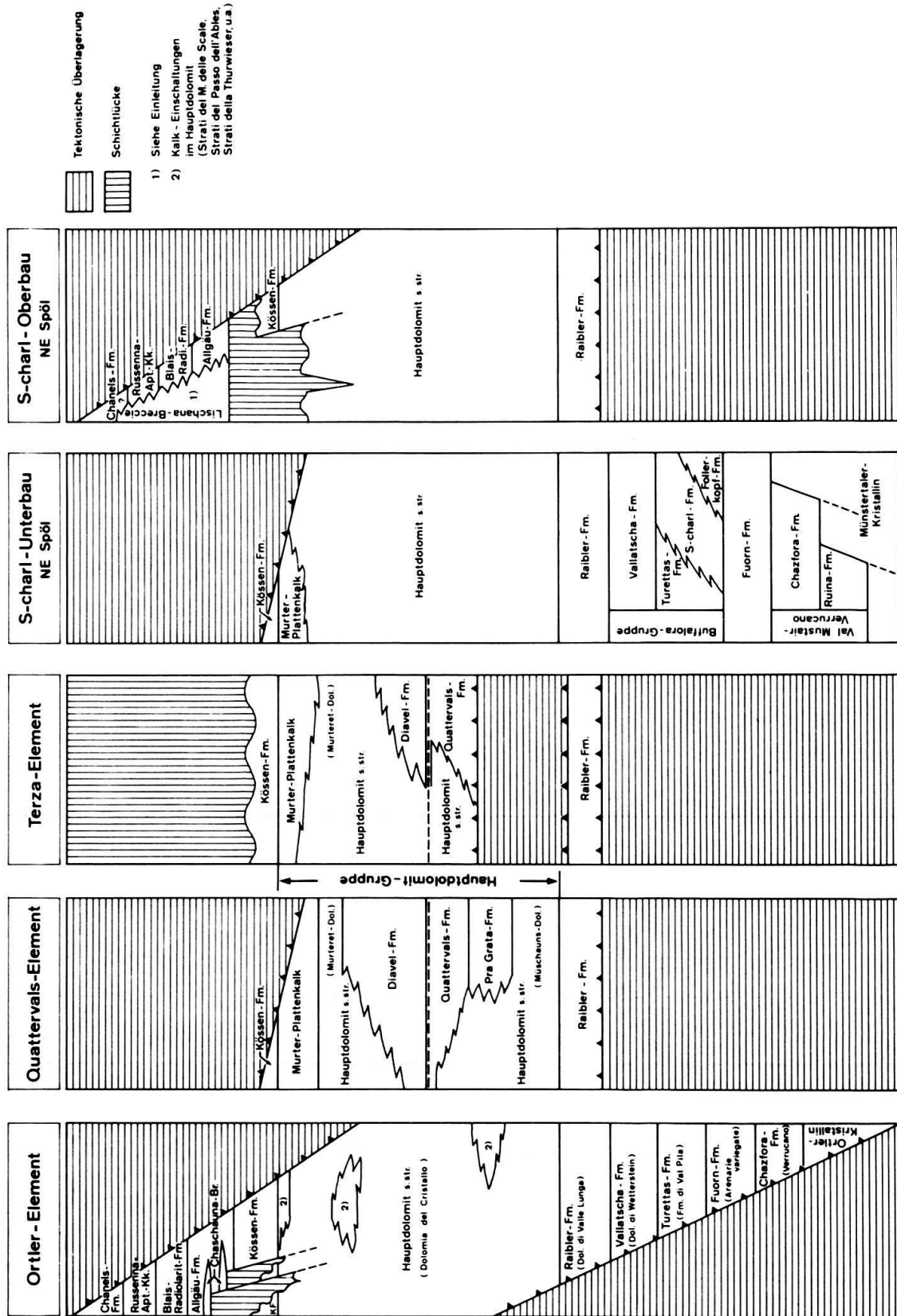


Fig. 2. Lithostratigraphisches Schema der Engadiner Dolomiten.

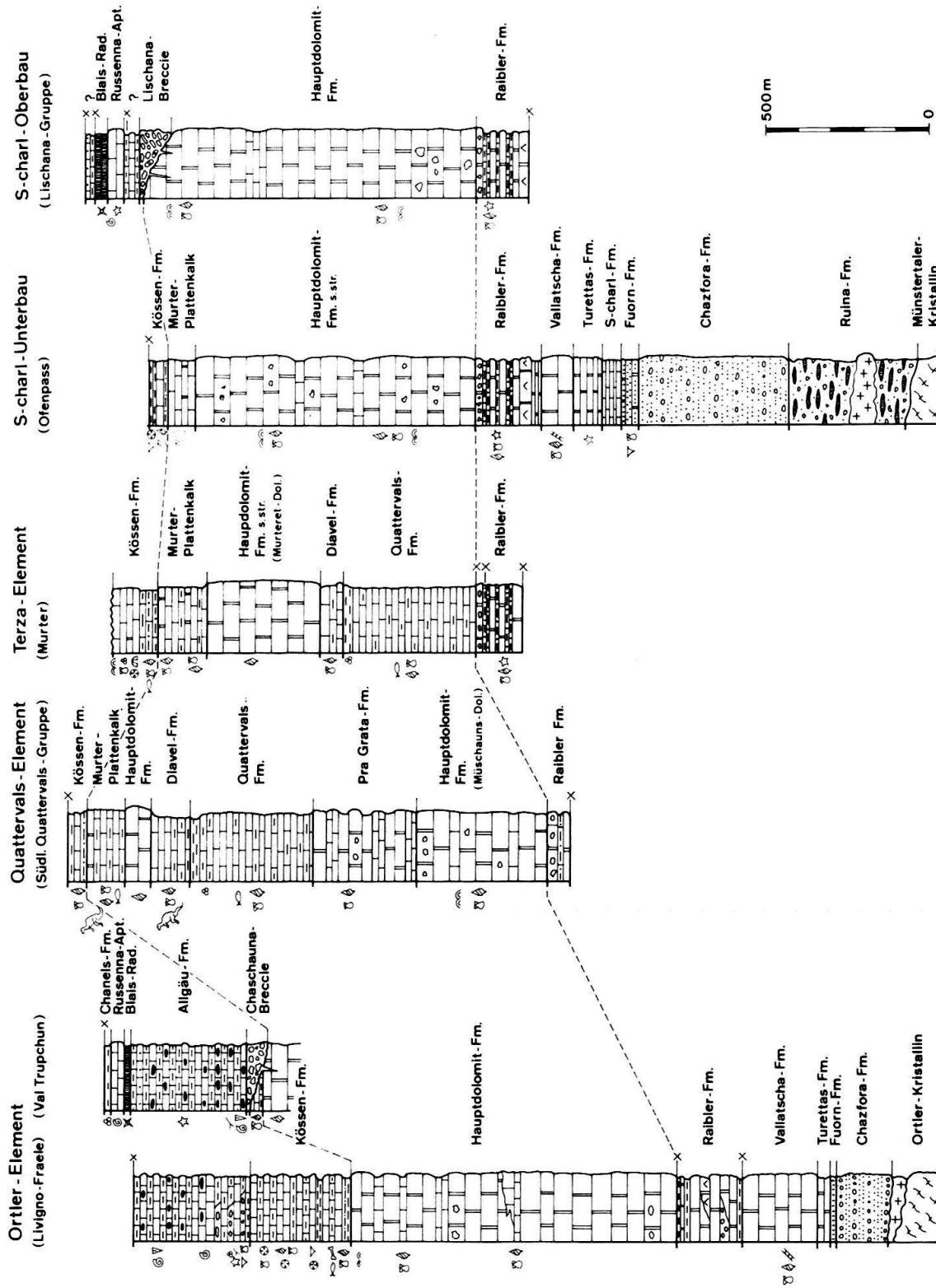


Fig. 3. Stratigraphische Sammelprofile der verschiedenen tektonischen Elemente der Engadiner Dolomiten.

2. Die Formationen unter der Hauptdolomit-Gruppe

Gesteine dieser Formationen treten nur in zwei tektonischen Elementen der Engadiner Dolomiten in bedeutendem Ausmasse auf:

- Der S-charl-Unterbau besteht zu einem Grossteil aus Gesteinen dieser Formationen. Die Sedimentologie und die Lithostratigraphie dieser Sedimentserien wurden schon vielfach beschrieben, u. a. von HAMMER (1907), SPITZ & DYHRENFURTH (1914), BÜRGI (1934), BOESCH (1937), HESS (1953), KARAGOUNIS (1962), KLEMENZ (1967), MÜLLER (1970) und DÖSSEGGER (1970, 1974). Ihre lithostratigraphische Gliederung wurde von DÖSSEGGER & MÜLLER (1976) vorgenommen.
- Im Ortler-Element sind nur in zwei Regionen entlang der basalen Überschiebungsfläche Gesteine unterhalb der Hauptdolomit-Gruppe erhalten geblieben: in der Gegend der Alpe Trela und nördlich der Alp Chaschauna. Eine Beschreibung der betreffenden Gesteinsserien findet sich u. a. bei ZOEPPRITZ (1906), SCHLAGINTWEIT (1908), POZZI (1959, 1960a), GELATI (in BONSIGNORE et al. 1969) und SIEBER (1965). Für den italienischen Teil haben POZZI und GELATI, vor allem in den «Note illustrative della carta geologica d'Italia, Foglio Bormio» (BONSIGNORE et al. 1969), eine lithostratigraphische Gliederung vorgeschlagen. DÖSSEGGER (1974) gliederte seinerseits den älteren, detritischen Teil der Abfolge neu.

Im folgenden wird – in Ergänzung der Arbeit von DÖSSEGGER & MÜLLER (1976) – eine Ausdehnung der bestehenden Gliederung für den S-charl-Unterbau auf das Ortler-Element versucht, was aber wegen der verschiedenartigen Beschreibungen, Definitionen und Abgrenzungskriterien schwerfällt. Zudem werden einige Ergänzungen zu den Beschreibungen von DÖSSEGGER & MÜLLER (1976) angebracht, u. a. die Definition der Follerkopf-Formation (siehe Fig. 2).

2.1 *Val-Müstair-Verrucano (Münstertaler Verrucano)*

Diese lithostratigraphische Gruppe wurde von DÖSSEGGER (1974) benannt und gegliedert; eine kurze Beschreibung findet sich in DÖSSEGGER & MÜLLER (1976). Im S-charl-Unterbau können zwei Formationen unterschieden werden: eine ältere, nur in der Region der Val Müstair vorkommende Ruina-Formation und eine jüngere, weitverbreitete Chazfora-Formation. Im Ortler-Element dagegen folgen rote und grüne Siltschiefer, Sandsteine und Konglomerate der Chazfora-Formation entweder direkt über der kristallinen Basis aus Gneisen und Schiefeln oder über zwischengelagerten Vulkaniten.

Untergrenze: Grenze zwischen Kristallin und Sedimentbedeckung.

Obergrenze: Unter dem ersten Auftreten von meist karbonatführenden Gesteinen mit marinem Charakter – und damit verbunden häufig brauner bis gelber Anwitterungsfarbe (DÖSSEGGER 1974).

Typprofile: Siehe DÖSSEGGER (1974).

2.2 *Fuorn-Formation* (*Arenarie variegata* der italienischen Autoren)

Die Fuorn-Formation (DÖSSEGGER 1974, DÖSSEGGER & MÜLLER 1976) besteht aus bunt (meist braun oder grün) anwitternden, detritisch-karbonatischen Gesteinen mit Anzeichen eines randmarinen Ablagerungsraumes: Sandsteine, karbonatführende Sandsteine, detritusführende Dolomite und Kalke, Rauhacken und Siltsteine. Die für den S-charl-Unterbau, wenigstens im zentralen Teil, typische Dreiteilung (braun und karbonatführend im untern Teil – grün und karbonatfrei im mittleren Teil – gelbbraun und karbonatreich im oberen Teil) kann im Ortler-Element nirgends beobachtet werden, obwohl im Prinzip dieselben Gesteinstypen auftreten. Die Mächtigkeit der Fuorn-Formation scheint im Ortler-Element mit etwa 10–25 m deutlich geringer zu sein als im S-charl-Unterbau mit etwa 75 m (evtl. tektonische Reduktion?).

Untergrenze: Siehe Obergrenze Val-Müstair-Verrucano.

Obergrenze: Die von DÖSSEGGER (1974) und DÖSSEGGER & MÜLLER (1976) angegebenen Grenzziehungskriterien werden geringfügig modifiziert: Die etwas problematische Obergrenze verläuft unter dem ersten bedeutenden Auftreten von typischen Gesteinen der überliegenden Formationen (S-charl-Formation, Turettas-Formation, Follerkopf-Formation).

2.3 *Follerkopf-Formation*

Synonyme: Schlinig-Serie (SPITZ & DYHRENFURTH 1914), Croda-Nera-Dolomit (DÖSSEGGER & MÜLLER 1976).

Die Follerkopf-Formation wurde durch STUTZ (1982) definiert für die nur in der Nordostecke der Engadiner Dolomiten vorkommenden Schichtglieder zwischen der Fuorn-Formation unten und der S-charl-Formation oben, für die DÖSSEGGER & MÜLLER (1976) den ungenügend definierten Begriff «Croda-Nera-Dolomit» verwendeten. Sie besteht vor allem aus gebankten, meist hellen Dolomiten mit wechselndem Sandgehalt. Daneben enthält sie selten Kalklagen und Sandsteinbänkchen. Fossilien (Crinoiden und Brachiopoden) sind stellenweise recht häufig. Ähnliche Sedimentserien treten – in derselben stratigraphischen Stellung – auch im Gebiete des Jaggl auf, dessen tektonische Stellung allerdings noch unklar ist (Fenster der Engadiner Dolomiten oder Sedimentbedeckung des Ötztal-Kristallins).

Untergrenze: Siehe Obergrenze der Fuorn-Formation.

Obergrenze: Unter der ersten metermächtigen Serie von typischen S-charl-Kalken.

Typprofil: Schwarze Wand (Croda Nera) im Schlinigtal (829.550/179.825/2080–2150), siehe STUTZ (1982).

Die Follerkopf-Formation wird in zwei Member aufgeteilt:

2.31 *Eisendolomit* (SPITZ & DYHRENFURTH 1914)

Dieses untere Member besteht aus einer sehr wechselvollen Serie von gutgebankten, gelb bis rostbraun anwitternden, unterschiedlich stark detritusführenden

Dolomiten sowie grau anwitternden, detritusfreien Dolomiten und seltenen Kalken. Der Detritusgehalt besteht vor allem aus Quarzkörnern mit Durchmessern bis zu 1 cm; die Körner sind teilweise diffus im Dolomit verteilt, teilweise aber in eigentlichen Sandsteinbänken angereichert. Fossilien sind recht häufig: *Tectractinella trigonella*, Rhynchonellen und kleine Crinoiden.

Mächtigkeit: Etwa 60 m.

Typprofil: Schwarze Wand (Croda Nera) im Schlinigtal (829.550/179.820/2080–2120).

2.32 Trochitendolomit

Dieses obere Member besteht im unteren Teil aus wellig gebankten (Dezimeterbereich), grauen, rekristallisierten Dolomiten mit häufigen grossen Crinoidenstielgliedern, Pellets und Onkoiden. Der Trochitendolomit setzt im allgemeinen scharf über den Eisendolomiten ein, selten ist eine Breccie eingeschaltet. Der obere Teil des Trochitendolomits setzt sich aus grauen bis gelblichen, unterschiedlich gebankten Dolomiten mit einzelnen sandigen Lagen zusammen. Fossilien scheinen im oberen Teil praktisch zu fehlen, ebenso erkennbare Sedimentstrukturen. Meist besteht ein allmählicher Übergang in die S-charl-Formation.

Mächtigkeit: Etwa 40 m.

Typprofil: Rimswand (Croda da rims) (827.350/180.900/2540–2570).

2.4 S-charl-Formation

Im S-charl-Unterbau tritt über der Fuorn-Formation, im Nordosten der Engadiner Dolomiten über der Follerkopf-Formation, eine 50–70 m mächtige Serie von hellgrauen, schwarzen, rötlichen oder gelblichen Kalken und Kalkschiefern auf. Im untern Teil finden sich Einschaltungen von dünnen Sandsteinbänken und -linsen, im oberen Teil solche von dünnen blutroten Tuffen und Tuffiten (Crap Cotschen, MÜLLER 1970). Gelegentlich können vereinzelt Lagen von Rauhacken und Dolomiten beobachtet werden.

Im Ortler-Element scheinen keine Äquivalente der S-charl-Formation vorzukommen.

Beschreibung und Typprofil: BÜRGI (1934), DÖSSEGGER & MÜLLER (1976).

Untergrenze: Siehe Obergrenze der Fuorn-Formation bzw. der Follerkopf-Formation.

Obergrenze: Beim letzten Auftreten von S-charl-Kalken.

2.5 Turettas-Formation

Die Turettas-Formation besteht aus meist dünn- bis mittelgebankten, dunkelgrauen bis schwarzen Dolomiten, die sehr häufig Sedimentationsgefüge zeigen. Gelegentlich sind dünne Rauhackenbänke zu beobachten. Zudem treten im oberen Teil bis dezimetermächtige Tuff- und Tuffitlagen (Crap Cotschen) auf.

Fossilien sind äusserst selten (Crinoiden, Foraminiferen, Kryptoalgenmatten, Kalkalgen).

Im S-charl-Unterbau ist die Turettas-Formation zwischen 50 und 70 m mächtig, sie scheint hier teilweise die S-charl-Formation seitlich zu ersetzen.

Im Ortler-Element treten über der Fuorn-Formation durchaus analoge dünn- bis mittelgebankte Dolomite, allerdings mit einer Mächtigkeit von nur 30 bis 40 m, auf. GELATI (in BONSIGNORE et al. 1969) bezeichnete diese Serie als «Formazione di Val Pila», während wir sie der Turettas-Formation zuordnen.

Untergrenze: Siehe Obergrenze der Fuorn- bzw. S-charl-Formation.

Obergrenze: Unter dem unmittelbaren Einsetzen der dicker gebankten und helleren Dolomite der Vallatscha-Formation.

2.6 Vallatscha-Formation

Sowohl im S-charl-Unterbau als auch im Ortler-Element folgen über den beschriebenen Kalken und Dolomiten (S-charl- und Turettas-Formation) die mittel- bis dickgebankten, hell- bis mittelgrauen, meist grobspätigen Dolomite der Vallatscha-Formation (Dolomia di Wetterstein: GELATI in BONSIGNORE et al. 1969). Diese Dolomite enthalten neben den sehr häufigen, zum Teil sogar gesteinsbildenden Resten von Diploporen (vorwiegend *Diplopora annulata*) auch vereinzelt Muscheln und Crinoidenstielglieder. Die Mächtigkeit beträgt im S-charl-Unterbau etwa 60–100 m und im Ortler-Element gegen 200 m.

Untergrenze: Siehe Obergrenze der S-charl- und der Turettas-Formation.

Obergrenze: Über dem letzten Auftreten typischer Vallatscha-Dolomite.

2.7 Raibler-Formation

Die 200 bis 300 m mächtige Raibler-Formation besteht aus einem von weitem einheitlich hellgelb bis hellgrau erscheinenden Komplex von wechsellagernden Dolomiten, Tonschiefern, sedimentären Breccien, Rauhacken, Evaporiten, tuffitischen Sandsteinen und basaltischen Laven. DÖSSEGGER & MÜLLER (1976) unterteilen die Raibler-Formation des S-charl-Unterbaus in drei Member:

Oben: Mingèr-Schichten; etwa 200 m mächtig: Wechselfolge von Dolomiten, Tonschiefern, Sandsteinen, Breccien, oolithischen Kalken, Dolomiten und Luma-chellen.

Raibler-Rauhacke; bis 50 m mächtige Folge von ockergelb anwitternder Rauhacke, untergeordnet auch Gips und Anhydrit.

Unten: Parai-Alba-Schichten, 20–60 m charakteristisch regelmässig mittelgebankte, hellgelb bis ockergelb anwitternde Dolomite.

Im Ortler-Element findet sich zwischen der Vallatscha- und den Hauptdolomit-Formationen – vermutlich mit tektonischen Kontakten gegen unten und oben – eine Serie von mittelgebankten, grauen und braunen Dolomiten mit weissgelber Anwitterungsfarbe, eingeschaltet sind dünne Tonschieferlagen, Rauhacken und Brec-

cien. Diese Serie wurde von GELATI (in BONSIGNORE et al. 1969) als Formazione di Valle Lunga beschrieben, wir ordnen sie den Mingèr-Schichten zu.

Im Gegensatz zu den tieferen Formationen findet man Gesteine der Raibler-Formation (vorwiegend Vertreter der Raibler-Rauhacken und der Mingèr-Schichten) in allen tektonischen Einheiten der Engadiner Dolomiten, was angesichts der Rolle der Raibler-Formation als tektonischer Abscherungs- und Gleithorizont nicht erstaunlich ist.

Untergrenze: Siehe Obergrenze der Vallatscha-Formation.

Obergrenze: Siehe Untergrenze der Hauptdolomit-Gruppe.

3. Hauptdolomit-Gruppe

(Gruppo della Dolomia Principale)

Die Hauptdolomit-Gruppe umfasst die Dolomit- und Kalkserien zwischen der Raibler-Formation unten und der Kössen- bzw. der Allgäu-Formation oben. Eine Unterteilung in Formationen ist im S-charl-Unter- und -Oberbau nordöstlich des Spöls sowie im Ortler-Element schwierig. Wir finden hier vorwiegend Dolomite verschiedenster Ausbildung, die ausnahmsweise durch einzelne Kalklagen unterbrochen werden. Im Gegensatz dazu lässt sich im Quattervals- und Terza-Element eine Unterteilung der Hauptdolomit-Gruppe in Formationen gut durchführen (Fig. 2).

3.1 Hauptdolomit-Formation s. str.

Synonyme: Norien (BOESCH 1937), Nor (SOMM 1965), Dolomia del Cristallo (GELATI & ALLASINAZ 1964).

Definition (HESS 1953): «Aschgraue, sehr gut und regelmässig (grob-)gebankte Dolomite. Selten lagern sich einzelne, schwächige und nicht aushaltende Kalklagen ein.»

Die Hauptdolomit-Formation besteht vorwiegend aus grob- bis mittelgebankten, oft monotonen Dolomiten. Sie werden selten unterbrochen durch das Auftreten von geringmächtigen Kalkschichten, die seitlich wieder in Dolomite übergehen können. Die Hauptmasse der Gesteine besteht aus mittel- bis hellgrauen, fossilarmen, meist stark rekristallisierten Dolomiten. Häufig findet man aber auch monomikte und polymikte Breccien, fossilreiche Schichten mit Lamellibranchiaten (u. a. Megalodonten), Gastropoden (u. a. *Worthenia contabulata*), Ostracoden und Foraminiferen. Der Fossilinhalt sowie die Sedimentstrukturen (Fraßspuren, Stromatolithen jeglichen Typs und Hohlraumgefüge) weisen auf einen tidalen Ablagerungsbereich hin. Zyklische Abfolgen der Sedimente werden durch grossräumige Wasserspiegelschwankungen erklärt.

Die Hauptdolomit-Formation ist bezüglich ihrer Mächtigkeit sehr variabel. Die Angaben in der Literatur schwanken zwischen 300 und 1500 m.

Die Hauptdolomit-Formation verzahnt sich im Quattervals- und Terza-Element mit anderen Formationen der Hauptdolomit-Gruppe. Dort wird sie zweigeteilt durch die Pra-Grata-, Quattervals- und Diavel-Formationen. In diesem Fall führen wir für den unteren Teil den Begriff Müschauns-Dolomit («Unternorischer Dolo-

mit», SOMM 1965) und für den oberen Teil Murteret-Dolomit («Obernorischer Dolomit», SOMM 1965) ein.

Die *Untergrenze* der Hauptdolomit-Formation wird gezogen über dem letzten Auftreten der Mingèr-Schichten (Raibler-Formation), d.h. beim letzten Vorkommen tonhaltiger, meist gelboliv anwitternder Dolomite, einer auffallend bunten, polygenen Breccie («Hauptdolomitbasis-Breccie» älterer Autoren) oder von Tonschiefern und Tonhäuten innerhalb einheitlich gebankter, grauer Dolomite. Im Quattervals- und Terza-Element kann sie über dem letzten Auftreten der Quattervals- oder Diavel-Formation verlaufen (siehe Obergrenze der Quattervals- oder Diavel-Formation).

Die *Obergrenze* wird je nach Region unter dem erstmaligen Einsetzen anderer Formationen der Hauptdolomit-Gruppe, der Kössen- oder der Allgäu-Formation gezogen (siehe Untergrenze der folgenden Formationen: Pra-Grata-Schichten, Quattervals-Schichten, Murter-Plattenkalk, Kössen-Formation und Allgäu-Formation). Aus tektonischen Gründen ist es schwer, ein Referenzprofil der Hauptdolomit-Formation der Engadiner Dolomiten festzulegen. Eine typische Ausbildung der Hauptdolomit-Formation ist in folgenden Regionen anzutreffen: Obere Val Müschauns, Piz Nair (Ofenpass), Val Plavna.

Referenzprofile Untergrenze (gegen Raibler-Formation): Nordgrat Piz dal Döss Radond (823.100/163.000/2860) (DÖSSEGER 1970). Ofenpaßstrasse-Ostseite, Pt.2022–2078 (819.000/169.250) (MÜLLER 1970). Piz Mezdi (826.900/162.400) (SCHMID 1971).

Referenzprofile Obergrenze (gegen Pra-Grata-Formation bzw. Murter-Plattenkalk): Strasse von Punt dal Gall nach Livigno (809.925/166.150/1850). Val Tantermozza (SOMM 1965, Profil S6).

3.2 Pra-Grata-Formation

Synonyme: Norisch-rhätisches Grenzniveau p.p. (SPITZ & DYHRENFURTH 1914), Rhät der Quattervals-Decke p.p. (HEGWEIN 1927).

Definition (HESS 1953): «Oft auffällig hell anwitternde Dolomite und Kalke, welche mit schwarzen Kalken und Kalkschiefern wechsellagern.»

Die Pra-Grata-Formation ist 200–500 m mächtig. Sie besteht aus einer auffallend regelmässigen Wechsellagerung von hell anwitternden, grobgebankten Kalken und Dolomiten mit dünngebankten, oft geschiefertten Kalken.

Die Kalke entsprechen mehr oder weniger denjenigen der Quattervals-Formation, mit denselben Breccien und Verkieselungen (siehe Kap.3.3).

Die Dolomite gleichen denjenigen der Hauptdolomit-Formation, sind aber oft dünner gebankt.

Häufig überwiegen in den tieferen Teilen der Pra-Grata-Formation die Kalke und in den höheren die Dolomite. Dies kann bei oberflächlicher Betrachtung den Eindruck einer Zweiteilung erwecken (z. B. auf beiden Seiten der Valle di Livigno südlich von Punt dal Gall).

Typregion: Cima di Pra Grata.

Untergrenze: Unter dem Einsetzen von Dolomit/Kalk-Wechselagerungen bzw. von mächtigen, für die Pra-Grata-Formation typischen Kalkserien. Strasse von Punt dal Gall nach Livigno (809.925/166.150/1850).

Obergrenze: Über der obersten Dolomitbank unter den mehrere hundert Meter mächtigen Kalkserien der Quattervals-Formation. Blaisun am Nordgrat Piz d'Esan (801.350/169.900/1950) (SOMM 1965, Profil S4).

Referenzprofil: Von der Untergrenze an der Livignostrasse der Strasse entlang bis zum italienischen Zoll und von dort nach Plaun Murtarous bis knapp unterhalb Pt. 1967.3.

3.3 Quattervals-Formation

Die Quattervals-Formation kann im allgemeinen in zwei Member gegliedert werden, die eigentlichen Quattervals-Schichten und die Crappa-Mala-Mergel.

3.31 Quattervals-Schichten

Synonyme: Rhät in Quattervals-Fazies p.p. (SPITZ & DYHRENFURTH 1914), Rhät p.p. (HEGWEIN 1927).

Definition (HESS 1953): «Mächtige Folge schwarzer, weicher Kalkschiefer und härterer, hell anwitternder Kalkbänke, die vielerorts (z. B. Cima del Serraglio) bei der Anwitterung ein sehr charakteristisches, durch schmale Steilstufen segmentiertes Strukturbild ergeben.»

Die Mächtigkeit der Quattervals-Schichten beträgt maximal 400 m. Sie sind weitgehend kalkig, nur äusserst selten dolomitisch ausgebildet. Im oberen Teil sind die Kalke vielfach mergeliger (SOMM 1965). Die Bankung liegt meist im Zentimeter-, seltener im Dezimeterbereich. Die Kalke zeigen oft eine graue bis hellgraue, vielfach aber auch eine charakteristische dunkelbraune bis rötliche Anwitterungsfarbe. Im Bruch sind diese Kalke dunkelgrau bis schwarz (schwarzer Schutt). Typisch ist das häufige Auftreten von intraformationellen Breccien, Lumachellen, Dolomitierungserscheinungen und vor allem Silexbildungen. Man findet den Silex sowohl diffus verteilt im Gestein als auch konzentriert in 1–5 cm dicken Silexbändern, in Knöpfchen (Quarzsphärolithe) von 0,5 bis 2 mm Durchmesser und in silifizierten Fossilien.

Die Komponenten der intraformationellen, monimikten Breccien, die teilweise durch perlschnurartig aneinandergereihte Quarzsphärolithe nachgezeichnet sind, zeigen im Querschnitt oft eine rechteckige Form. Verschiedentlich stehen sie noch mehr oder weniger im ursprünglichen Schichtverband und lassen dann an der Schichtoberfläche eine polygonale Struktur erkennen (Trockenrisse).

Fossilien treten sowohl isoliert als auch angehäuft in Lumachellen auf. Neben Ostracoden und Foraminiferen wurden auch Muscheln (*Myophoria* sp.), Schnecken (*Worthenia contabulata*) sowie Ganoidfische (*Paralepidotus ornatus*) beschrieben.

Die kalkigen Quattervals-Schichten sind tektonisch oft auffällig verfaultet im Vergleich zu den kompetenteren Dolomiten der anderen Formationen.

Untergrenze: Über der obersten Dolomitbank der Pra-Grata-Schichten oder der Hauptdolomit-Formation.

Obergrenze: Über den obersten charakteristischen Kalken der Quattervals-Formation.

Typprofil: Fuorcla Val Sassa, Ostflanke des Piz Quattervals (803.550/166.125/2880 bis 804.125/168.425/2710).

Referenzprofil: Linke Talseite Val da l'Acqua gegen Piz dal Diavel (807.675/167.040/2388 bis 807.075/166.675/2690).

3.32 Crappa-Mala-Mergel

Synonyme: Rhät in Quattervals-Fazies p. p. (SPITZ & DYHRENFURTH 1914), Obere Mergel (SOMM 1965).

Definition (SOMM 1965): «Die Mächtigkeit dieses wichtigsten Leithorizontes im Nord des untersuchten Gebietes beträgt 30–50 m. Der Horizont ist zusammengesetzt aus schwarzen, glänzenden Tonschiefern; braungrauen Mergeln und Mergelkalken; schwarzbraunen dünnplattigen Kalken; etwas helleren, teils knolligen Kalken. Es treten reichlich Foraminiferen, Ostracoden sowie Limonitkonkretionen auf.»

Untergrenze: Siehe Obergrenze Quattervals-Schichten.

Obergrenze: Beim Übergang von den liegenden Mergeln zum Vorherrschen von gebankten Kalken bzw. Dolomiten. Die Grenze ist meist tektonisch akzentuiert.

Die Crappa-Mala-Mergel können stellenweise noch als einziger Vertreter der Quattervals-Formation innerhalb der Hauptdolomit-Formation erkannt werden.

Typprofil: Ein Typprofil wurde nicht festgelegt, da die Crappa-Mala-Mergel überall tektonisiert sind.

Typpregion: Crappa Mala (804.525/168.175/2400 bis 804.500/168.275/2400) (SOMM 1965, S. 160, Fig. 19).

3.4 Diavel-Formation

Definition (SOMM 1965): «Wechselagerung von dünnplattigen Kalken und grauen, grobgebankten Kalken (seltener Dolomite). Die Bankung wird oft durch Mergelzwischenlagen hervorgerufen, die gegen oben stark zurücktreten.»

Dank den mergeligen Schichtüberzügen bleiben oft Strukturen (Rippelmarken, knollige bis höckerige Oberflächen, Trockenrisse sowie Saurierfährten; SOMM & SCHNEIDER 1962) auf den Schichtflächen erhalten. Diese Sedimentstrukturen weisen auf einen vorwiegend intertidalen, seltener supratidalen Faziesbereich hin. Anhäufungen von Fossilien und Kotpillen können geradezu gesteinsbildend sein und ganze Schichtflächen bedecken. Die dünngebankten Kalke enthalten vorwiegend Ostracoden, während in den dickgebankten Kalken dolomitische Schillkalke mit dolomitisierten Schalenresten auftreten. Silexbildungen sind selten, sie treten meist in Form von Kieselschnüren und kieseligen Adern auf.

Die Mächtigkeit dieser Serie beträgt maximal etwa 180 m.

Fossilien: Schnecken (*Worthenia contabulata*), Muscheln, Ostracoden.

Untergrenze: Siehe Obergrenze Crappa-Mala-Mergel.

Obergrenze: Übergang zu den Dolomiten der Hauptdolomit-Formation.

Typprofil: Südgrat des Piz dal Diavel (SCHNEIDER 1969) (806.750/166.425/2890 bis 806.750/166.800/3000).

3.5 Murter-Plattenkalk-Formation

Synonym: Norisch-rhätisches Grenzniveau p. p. (SPITZ & DYHRENFURTH 1914)

Beschreibung: Die Murter-Plattenkalk-Formation besteht aus gutgebankten, grauen Kalken, die selten durch einzelne Dolomitlagen unterbrochen werden. Häufig findet man Lumachellen, silifizierte Fossilien und andere Kieselkonkretionen. Im oberen Teil treten Einlagerungen von Mergelkalken und meist dunklen Tonschiefern auf. Oft lässt sich eine Zweiteilung der Murter-Plattenkalk-Formation erkennen.

Der untere Plattenkalk besteht aus gutgebankten Kalken mit einigen wenigen 1–5 m mächtigen Dolomitlagen des Hauptdolomit-Typs. Die dünner gebankten Partien sind eher dunkel, während die dicker gebankten eher heller gefärbt sind. Die Mächtigkeit des unteren Plattenkalks variiert je nach Lokalität zwischen 50 m (SOMM 1965) und 140 m (SCHNEIDER 1969).

Der obere Plattenkalk beginnt mit den ersten dünnen Tonschieferlagen und besteht aus dünngebankten, dunklen Kalken und Kalkschiefern, Tonschiefern, dickbankigeren Kalken mit Lumachellen, Oolithen sowie einzelnen Dolomitbänken. Die Schichtoberfläche zeigt oft eine knollige Struktur, vereinzelt treten Pseudomorphosen nach Sulfatmineralien auf. Die Mächtigkeit variiert wiederum stark, zwischen 80 m (SOMM 1965) und 200 m (SCHNEIDER 1969).

Fossilien sind recht häufig. Es überwiegen Gastropoden (u. a. *Worthenia contabulata*, *Rissoa alpina*), Lamellibranchiaten (u. a. *Pinna miliaria*) und Ostracoden. Daneben treten Foraminiferen, Schwammnadeln, Echinodermen und Fischreste auf. Die im unteren Teil dominierenden Gastropoden treten gegen oben zugunsten der Muscheln zurück, die wie die Schwammreste und Echinodermen auf verbesserte Lebensbedingungen im oberen Teil hinweisen.

Untergrenze: Sie liegt unter den überwiegend kalkigen Gesteinen des Murter-Plattenkalks, die über den Dolomiten der Hauptdolomit-Formation s. str. einsetzen. Die Grenze ist von weitem meist klar erkenntlich, im Detail hingegen vor allem bei Kalk-Einlagerungen im Hauptdolomit s. str. schwer zu ziehen.

Obergrenze: Siehe Untergrenze Kössen-Formation.

Referenzprofil: Piz Murter (SCHNEIDER 1969) (806.900/169.350/2730 bis 806.720/169.870/2740).

4. Kössen-Formation

Synonyme: Kössener Schichten (THEOBALD 1864), Rhät in Kössener- und Frael-Facies (SPITZ & DYHRENFURTH 1914), Formazione di Frael (POZZI 1959).

Beschreibung (FURRER 1981): «Die Kössen-Formation besteht im allgemeinen aus einer Wechsellagerung von dunklen Schiefertönen, 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 (z. B. herbstlaubfarbene Schiefer) der in frischem Zustand meist dunkelgrauen bis schwarzen pyritführenden Gesteine.»

Morphologisch äussert sich die Kössen-Formation meist in schuttreichen zerklüfteten Graten, breiten Bergrücken, Terrassen oder Mulden über dem massigen, meist wand- und stufenbildenden Hauptdolomit.

Die mergelreichen inkompetenten Schichten der Kössen-Formation sind in den Engadiner Dolomiten entweder tektonisch reduziert oder angehäuft. Die primäre Mächtigkeit liegt bei etwa 300 m.

Typprofil: Weissloferbach bei Kössen in Tirol (Nördliche Kalkalpen).

Referenzprofile (FURRER 1981): Ortler-Element: Monte-Pettini-Ostgrat, Valle di Fraele (814.850/157.475/2330 bis 814.700/157.800/2600). Terza-Element: Piz Murter-Murter, Nationalpark (806.720/169.870/2740 bis 806.660/170.340/2700).

Abgrenzung: Die Kössen-Formation unterscheidet sich von der liegenden Hauptdolomit- und Murter-Plattenkalk-Formation vor allem durch den grossen Anteil an dunklen Schiefertönen und Mergeln; von der hangenden Allgäu-Formation durch die unregelmässige Bankung, die gelben Dolomite und das Fehlen von Verkieselungen und Hornsteinen.

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

Obergrenze: Unter der ersten dünnbankigen Wechsellagerung von dunkelgrauen kieseligen Kalken und Mergeln der Allgäu-Formation, die über den obersten massigen Kalken der Kössen-Formation einsetzt.

Die Kössen-Formation der oberostalpinen Decken Graubündens wird von FURRER (1981) in mehrere lithostratigraphische Untereinheiten gegliedert. In den Engadiner Dolomiten lässt sich diese Gliederung jedoch nur in wenigen Gebieten durchführen (Fraele-Region des Ortler-Elements, Terza-Element), da die Trias-Jura-Grenzschichten vielerorts im frühen Lias durch tiefgreifende synsedimentäre Bruchsysteme und damit zusammenhängende Erosion, Rutschungen und submarine Felsstürze gestört wurden (Chaschauna-Region des Ortler-Elements, S-charl-Oberbau nordöstlich Spöl) (Fig. 4).

4.1 *Alplihorn-Member*

Beschreibung (FURRER 1981): «Das Alplihorn-Member besteht im allgemeinen aus einer Wechsellagerung von schwarzen Schiefertönen, 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 gelboliv anwitternde, undeutlich laminierte kalkige Dolomite auf. In den bis mehrere Meter mächtigen Schiefertön-

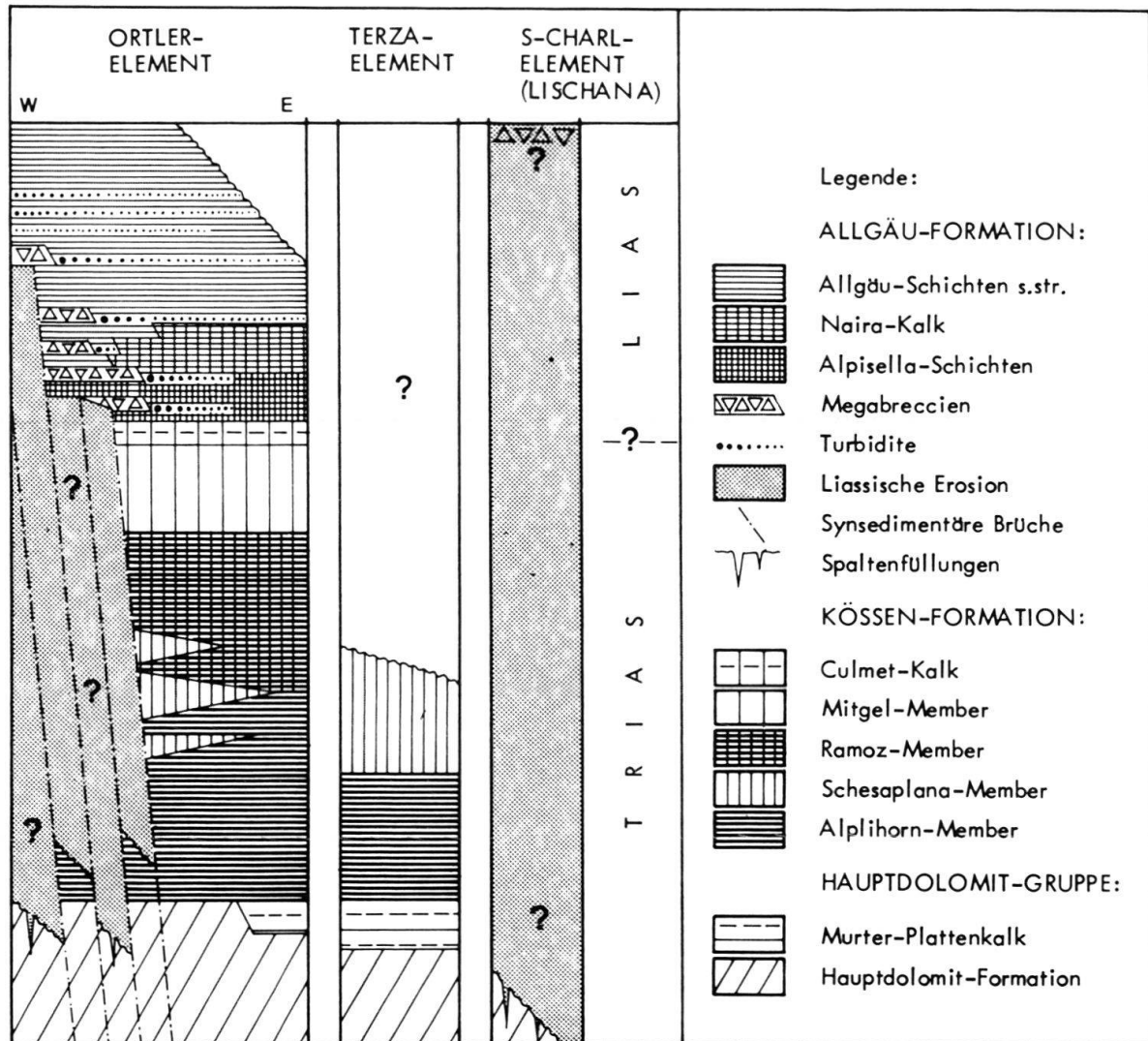


Fig. 4. Lithostratigraphisches Schema der Trias-Jura-Grenzschichten der Engadiner Dolomiten.

und Mergellagen können laminierte, gelbbraune 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). Neben den dominierenden Muscheln treten aber auch Foraminiferen, Ostracoden, Gastropoden, Ophiuren und viele, meist isolierte Wirbeltierreste auf.

Die wenig verwitterungsbeständigen Schichten des Alplihorn-Members äussern sich morphologisch in schuttreichen Mulden, Terrassen oder breiten Graten. Die Mächtigkeit liegt bei 60–80 m.

Typprofil (FURRER 1981): Schesaplana-Südostgrat, Grenze Graubünden-Vorarlberg (Lechtal-Decke der Nördlichen Kalkalpen).

Referenzprofile (FURRER 1981): Ortler-Element: Monte-Pettini-Ostgrat (814.850/157.475/2330 bis 814.850/157.525/2350). Tektonische Störungen! Terza-Element:

Piz Murter–Murter (806.720/169.870/2740 bis 806.725/170.060/2730). Tektonische Repetitionen!

Abgrenzung: Das Alplihorn-Member unterscheidet sich von den übrigen Mitgliedern der Kössen-Formation durch die charakteristischen schwarzen, bunt anwitternden Schiefertone, das seltene Auftreten von dickbankigen und massigen Kalken und das Fehlen von biostromartigen Korallen- und Brachiopodenkalken.

Untergrenze: Siehe Untergrenze Kössen-Formation.

Obergrenze: Unter den ersten gebankten Korallen- und Brachiopodenkalken des Schesaplana-Members oder unter der ersten mehrere Meter mächtigen Abfolge von dickbankigen bis massigen Kalken des Ramoz-Members, die über der obersten, metermächtigen bunten Schiefertonlage auftritt.

4.2 Schesaplana-Member

Beschreibung (FURRER 1981): «Das Schesaplana-Member besteht im allgemeinen aus dunkelgrauen, mittel- bis dickbankigen Brachiopoden- und Korallenkalken, die häufig von dunklen, teilweise siltführenden Schiefertönen und Mergeln unterbrochen werden. Daneben können dunkelgraue Oolithe und Onkolithe, Megalodonten- und Foraminiferenkalke sowie gelb anwitternde kalkige Dolomite mit Stromatolithen und Hohlraumgefügen auftreten. Die im unteren Teil noch mehrere Meter mächtigen Schiefertone- und Mergellagen treten gegen oben zugunsten der Kalke und Dolomite zurück. Vereinzelt können mehrere Meter mächtige zyklenartige Abfolgen erkannt werden.»

Die biostromartigen Brachiopoden- und Korallenkalke entsprechen ungefähr der «Karpathischen Facies» von SUESS & MOJSISOVICS (1868). Verschiedentlich können Neubildungen von Cölestinkristallen in Hohlräumen und Matrix sowie frühdiagenetische Lösung der aragonitischen Organismenhardtteile beobachtet werden.

Die gutgebankten Kalke des Schesaplana-Members äussern sich morphologisch meist in mehreren Härterippen. Die Mächtigkeit variiert von wenigen Metern bis über 100 m. In den Engadiner Dolomiten sind jedoch maximal 40 m erhalten geblieben (Erosion).

Typprofil (FURRER 1981): Schesaplana-Westwand, Vorarlberg (Lechtal-Decke der Nördlichen Kalkalpen).

Referenzprofil (FURRER 1981): Terza-Element: Murter (806.725/170.060/2730 bis 806.660/170.340/2700). Tektonische Repetitionen, erosive Obergrenze!

Abgrenzung: Das Schesaplana-Member unterscheidet sich von den übrigen Mitgliedern der Kössen-Formation durch die häufig auftretenden, biostromartig gebankten Korallen- und Brachiopodenkalke, die durch Mergelzwischenlagen unterbrochen werden.

Untergrenze: Siehe Obergrenze Alplihorn-Member.

Obergrenze: Über den obersten Brachiopoden- und Korallenkalken, die von mehr als metermächtigen oliven Mergeln und dickbankigen bis massigen hellgrauen Kalken des Ramoz-Members überlagert werden.

4.3 Ramoz-Member

Beschreibung (FURRER 1981): «Das Ramoz-Member besteht aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen bis oliven Mergeln und dunkelgrauen, dünn- bis mittelbankigen Kalken, die wiederholt von mehrere Meter mächtigen Einschaltungen von dickbankigen bis massigen hellgrauen Kalken unterbrochen werden. Daneben können braune Siltsteine, Korallenkalk, 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, Kalkschwämme, Korallen, Gastropoden, Bivalven, Crinoiden, Echiniden, Ophiuren, isolierte Wirbeltierreste sowie Kotpillen und diverse Wohn- und Fressbauten.»

Morphologisch äussert sich das Ramoz-Member in schuttreichen, durch die massigen Kalke gestuften Terrassen und breiten Berggraten. Die Mächtigkeit erreicht gegen 100 m.

Typprofil (FURRER 1981): Felsgrat bei Pt. 2751 zwischen Aroser Rothorn und Pizza Naira (Aroser Dolomiten).

Referenzprofil (FURRER 1981): Ortler-Element: Monte-Pettini-Ostgrat (814.900/157.550/2320 bis 814.800/157.650/2470). Tektonische Repetitionen!

Abgrenzung: Die uneinheitliche Zusammensetzung des Ramoz-Members erschwert eine klare Abgrenzung von den übrigen Mitgliedern 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; vom Schesaplana-Member durch das seltene Auftreten von gebankten Korallen- und Brachiopodenkalken; vom Mittel-Member und Culmet-Kalk durch die häufigen und mächtigen Mergellagen.

Untergrenze: Siehe Obergrenze Alplihorn- und Schesaplana-Member.

Obergrenze: Über der obersten Mergellage, die unter dickbankigen bis massigen Kalken des Mittel-Members oder des Culmet-Kalks auftritt.

4.4 Mittel-Member und Culmet-Kalk

Beschreibung (FURRER 1981): «Das Mittel-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.»

Fossilien sind relativ selten. Morphologisch bildet das Mittel-Member meist eine Härterippe. Die Mächtigkeit liegt zwischen 30 und 50 m.

Typprofil (FURRER 1981): Fil da Stidier, Nordostgrat des Corn da Tinizong (Ela-Decke).

Referenzprofil (FURRER 1981): Ortler-Element: Monte-Pettini-Ostgrat (814.800/157.650/2470 bis 814.700/157.800/2550).

Im Ortler-Element tritt an der Obergrenze des Mittel-Members eine massig erscheinende Abfolge von mittel- bis dickbankigen hellgrauen Kalken auf. Dieser

stufenbildende Culmet-Kalk (FURRER 1981) von etwa 10 m Mächtigkeit bildet eine gute, schon seit SCHLAGINTWEIT (1908) verwendete Leitbank an der Obergrenze der Kössen-Formation.

Abgrenzung: Das Mittel-Member unterscheidet sich von den übrigen Members 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.

Untergrenze: Siehe Obergrenze Ramoz-Member.

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

4.5 Bio- und chronostratigraphische Einstufung

Die Kössen-Formation der oberostalpinen Decken Graubündens kann zurzeit mangels sicherer Leitfossilien altersmässig noch nicht genau eingestuft werden. Die klassische Leitmuschel des Rhaetian, *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK), tritt zwar in allen Members der Kössen-Formation auf. Neuere Ammoniten- und Conodontenfunde in der Kössen-Formation der Bayerisch-Tiroler Kalkalpen haben aber den Leitwert dieser eindeutig faziesabhängigen Muschel und auch die chronostratigraphische Gliederung der Obertrias (Norian-Rhaetian) in Frage gestellt (WIEDMANN et al. 1979).

In den Engadiner Dolomiten kann die vermutlich heterochrone Untergrenze der Kössen-Formation im oberen Norian oder unteren Rhaetian liegen. Das Schesaplana-Member gehört nach dem Auftreten der Foraminifere *Triasina hantkeni* MAJZON eindeutig ins Rhaetian. Die Obergrenze der Kössen-Formation liegt im Bereich der Trias-Jura-Grenze, wobei der Culmet-Kalk vermutlich noch in das Hettangian reicht.

5. Allgäu-Formation

Synonyme: Allgäuschiefer (THEOBALD 1864), Lias-Schiefer (SPITZ & DYHRENFURTH 1914), Formazione del Monte Motto (POZZI 1959).

Definition (JACOBSHAGEN 1965): «Schichtfolgen des Lias und Dogger in Fleckenmergel-Fazies, in die in wechselndem Umfang Lagen von Echinodermen-Spatkalcken, Kieselkalcken und Hornsteinen eingeschlossen sein können.»

Beschreibung (FURRER 1981): «Die Allgäu-Formation besteht im allgemeinen aus einer regelmässigen Wechsellagerung von grauen Kalken und Mergeln mit häufigen Fressbauten des Typs *Chondrites* (= Fleckenkalke, Fleckenmergel) und Einschaltungen von Breccien, Turbiditen, Kiesel- und Hornsteinkalken.

Die Kalke und Mergel führen fein verteilten oder in Konkretionen angereicherten Pyrit und zeigen bei dessen Verwitterung oft gelbbraune Anwitterungsfarben. Sie enthalten vereinzelt oder in Bänken angereicherte Bivalven, Belemniten, Ammoniten, Crinoiden und Echiniden.

Die Kieselkalke führen fein verteilten oder in dünnen Lagen angereicherten, durch Umwandlung von Skeletttopal entstandenen Quarz. Sie zeigen oft ein streifen-

artiges Verwitterungsbild (= Streifenkalk). Dagegen ist der Quarz der Hornsteinkalke in unregelmässigen Knollen oder Lagen von braunem Hornstein konzentriert.

Die Calciturbidite entsprechen dem klassischen Bouma-Zyklus: Eine basale, teilweise gradierte Feinbreccie aus Kalk- und Dolomitkomponenten und Echinodermenresten; ein mittlerer laminiertes Bereich mit meist paralleler Lamination, seltener mit Schrägschichtung und Konvolution und ein oberer fein laminiertes toniger Kalk, der in die bioturbirten Fleckenmergel überleitet. Der mittlere laminierte 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-Wechselagerung erlaubte eine intensive Verfaltung des Chevron-Typs, die eine Profilaufnahme erschwert oder verunmöglicht. Dementsprechend sind die Mächtigkeitsangaben von 100 bis 400 m mit Vorsicht aufzufassen.

Typprofil (JACOBSHAGEN 1965, Tab.2): Profil zwischen Höfats und dem oberen Hornbachtal bei Oberstdorf im Allgäu (Nördliche Kalkalpen).

Referenzprofile (Ortler-Element): Untergrenze: La Parè, Livigno (808.850/159.250/2370). Obergrenze: Val Müschauns, Nationalpark (800.600/165.850/2300).

Abgrenzung: Die Allgäu-Formation unterscheidet sich durch ihre monotone Wechselagerung von dunkelgrauen Kalken und Mergeln und durch das häufige Auftreten von Fressbauten, Hornsteinbildungen und Calciturbiditen von allen übrigen benachbarten Einheiten.

Untergrenze: Siehe Obergrenze Kössen-Formation.

Obergrenze: Unter den ersten bunten (roten, grünen oder schwarzen) Hornsteinen und Kieselschiefern der Blais-Radiolarit-Formation.

In den oberostalpinen Decken Graubündens lässt sich die Dreiteilung der Allgäu-Formation in «Ältere, Mittlere und Jüngere Allgäuschichten», die von JACOBSHAGEN (1965) in den Nördlichen Kalkalpen eingeführt wurde, vorderhand nicht durchführen. FURRER (1981) hat für den unteren Teil der Allgäu-Formation vorläufig noch informelle Untereinheiten vorgeschlagen (Fig.4). Eine eingehendere stratigraphisch-sedimentologische Untersuchung der Allgäu-Formation in den zentralostalpinen Decken Graubündens ist zurzeit durch G. Eberli am Geologischen Institut der ETH Zürich im Gang.

5.1 *Alpisella*-Schichten

Beschreibung (FURRER 1981): «Die *Alpisella*-Schichten bestehen im allgemeinen aus einer Wechselagerung von dunkelgrauen bis schwarzen kieseligen Kalken und Mergeln. Die dünn- bis mittelbankigen Kalke und 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, dictyiden Kieselschwämmen, Inozoen, Korallen, Brachiopoden, Gastropoden, Bivalven, Ammoniten, Ostracoden, Decapoden und Crinoiden, die meist unvollständig verkieselt sind. Die Kalke enthalten vereinzelt

schwarze Hornsteinknollen. Die normalerweise regelmässige Kalk-Mergel-Wechselagerung wird lokal von verschiedenen mächtigen Resedimenten unterbrochen. So können 5–20 m mächtige Lagen oder Linsen von Megabreccien (Chaschauna-Breccien) und geringmächtige Calciturbidite 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.

Referenzprofil (FURRER 1981): Ortler-Element: La Parè, Livigno (808.850/159.250/2370 bis 808.575/159.350/2370).

Abgrenzung: Die Alpisella-Schichten unterscheiden sich von der übrigen Allgäu-Formation durch ihre dunklere Farbe, die recht häufigen Fossilien und durch das seltenere Auftreten von Fressbauten und dunkleren Hornsteinknollen.

5.2 Naira-Kalk

Beschreibung (FURRER 1981): «Der Naira-Kalk besteht aus einer monotonen Abfolge von dünn- bis mittelbankigen blaugrauen 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 50 m übersteigen.

Referenzprofil: Ortler-Element: La Parè (808.500/159.400/2380).

Abgrenzung: Der Naira-Kalk unterscheidet sich durch seine einförmigen, nur schwach kieseligen blaugrauen Kalke und das Fehlen von Mergeln von der übrigen Allgäu-Formation.

5.3 Chaschauna-Breccien

Unter dem Begriff Chaschauna-Breccien werden nach FURRER (1981) verschiedene chaotische Megabreccien und Konglomerate zusammengefasst, die im Ortler-Element zwischen der Engadiner Linie und der Valle di Livigno bank- oder linsenartig in die untere Allgäu-Formation eingelagert sind oder aber auch direkt auf schichtparallel oder diskordant abgeschnittenen Gesteinen der Kössen-Formation und Hauptdolomit-Gruppe liegen.

Oft nur wenige Meter mächtig oder nur durch Einzelblöcke oder Gleitschollen (Olistholithe) vertreten, können sie lokal eine Mächtigkeit von gegen 40 m erreichen.

In der meist grauen, äusserst selten auch roten und crinoidenführenden Matrix liegen unsortiert millimeter- bis dekametergrosse, eckige bis gerundete Komponenten verschiedenster Lithologien, die hauptsächlich aus der Kössen-Formation stammen dürften. Neben schwarzen Schiefertönen, oliven Mergeln, gelben kalkigen Dolomiten, Lumachellen, Oolithen, Brachiopoden- und Korallenkalken der Alpihorn-, Schesaplana- und Ramoz-Member finden sich massige korallen- und megal-

dontenführende Kalke in meter- bis dekametergrossen Einzelblöcken oder Gleitschollen von noch im Verband gebliebenen Schichtpaketen des Mittel-Members oder des Zirnenkopf-Kalks, eines weiteren, sonst nirgends in den Engadiner Dolomiten vertretenen Members der Kössen-Formation. Selten können auch Komponenten des Hauptdolomit-Typs sowie graue und rötliche Echinodermentkalke des Hierlatz-Typs beobachtet werden. Charakteristisch ist die randliche Verkieselung der Komponenten und deren Fossilien.

Die olisthostromartigen Megabreccien und die Olistholithe werden als submarine Felssturzmassen längs aktiver Bruchzonen mit Verstellungsbeträgen von mehreren hundert Metern erklärt.

Referenzprofile (FURRER 1981): Chaschauna-Nordwestgrat (800.150/163.100/2760 bis 800.025/163.180/2740). La Parè (808.700/159.270/2380 bis 808.600/159.350/2380). Drei Megabreccienlagen in Alpisella-Schichten.

5.4 Allgäu-Schichten s. str.

Mit Allgäu-Schichten s. str. werden vorläufig jene nicht speziell ausgeschiedenen Serien der Allgäu-Formation bezeichnet, die am besten der allgemeinen Beschreibung entsprechen. Sie bilden meist den mittleren und oberen Teil und damit auch die Hauptmasse der Allgäu-Formation. Sie können über dem Naira-Kalk, den Chaschauna-Breccien oder lokal sogar auch direkt auf schichtparallel oder diskordant abgeschnittener Kössen- und Hauptdolomit-Formation liegen. Im Ortler-Element kann vermutlich ein unterer kalkiger und ein oberer mergel- und tonreicher Abschnitt unterschieden werden, die sich jedoch nur schwer abgrenzen lassen. Im oberen Abschnitt treten die Calciturbidite zurück und sind meist nur noch durch distale Sequenzen vertreten.

Dagegen kommen im obersten Teil sandige Einschaltungen vor (WAGNER 1976).

5.5 Bio- und chronostratigraphische Einstufung

Die Untergrenze der Allgäu-Formation ist deutlich heterochron und offensichtlich von der synsedimentären Tektonik beeinflusst. Sie liegt im Ortler-Element bei Ausbildung der Alpisella-Schichten im Hettangian, da bereits ZOEPPRITZ (1906) am Monte Motto bei Livigno einige Fragmente von *Schlotheimia angulata* des Ober-Hettangian fand. Nicht näher bestimmte Schlotheimiden des Hettangian-Sinemurian-Grenzbereichs konnten im Naira-Kalk an der Parè gefunden werden.

Die ältesten Chaschauna-Breccien sind den Alpisella-Schichten eingelagert. Die höheren Breccien und Olistholithe gehören vermutlich zum grössten Teil ins Ober-Hettangian oder Unter-Sinemurian, da sie meist von einer turbidit- und hornsteinfreien Kalk-Mergel-Wechselagerung mit einer reichen Cephalopodenfauna des Ober-Sinemurian und des frühesten Pliensbachian überlagert werden, die praktisch im ganzen Ortler-Element 50–150 m über der Basis der Allgäu-Formation ausgebildet ist (POZZI 1960b). Einzig im Bereich der mit 40 m mächtigsten Chaschauna-Breccie bei Pt. 2775 des Piz-Chaschauna-Nordwestgrats fehlt dieser cephalopodenreiche Schichtstoss. Dort wird die Megabreccie von turbiditreichen Allgäu-Schichten s. str. mit *Uptonia* sp. überlagert, dürfte also im frühesten Pliensbachian entstan-

den sein. Etwa 15 m höher oben fanden sich mit *Fucinieras* sp. und *Protogrammoceras* sp. aus dem Carixian-Domerian-Grenzbereich (Pliensbachian) die bisher jüngsten Ammoniten der Allgäu-Formation des Ortler-Elements. Die Obergrenze der Allgäu-Formation konnte bisher nicht eingestuft werden. Allerdings wurden die obersten sandigen Anteile verschiedentlich dem Dogger zugeordnet.

6. Lischana-Breccie

Synonyme: Steinsberger Breccie (SCHILLER 1904), Liasbreccie (BURKARD 1953, CADISCH et al. 1968).

Beschreibung: Im Gebiet des Piz Lischana und Piz S-chalambert (S-charl-Oberbau nordöstlich Spöl) liegt eine bis 50 m mächtige chaotische Megabreccie mit millimeter- bis dekametergrossen Komponenten direkt auf der Hauptdolomit-Formation. Diese Lischana-Breccie besteht aus vielfältigen Breccientypen. Die Komponenten bestehen hauptsächlich aus kantigen und kantengerundeten Dolomitblöcken des Hauptdolomit-Typs, die mehrere Meter lang sein können. Daneben kommen gelb anwitternde kalkige Dolomite, blaugraue Kalke sowie selten Lumachellen- und Korallenkalke der Kössen-Formation vor. Vor allem im oberen Teil finden sich häufig Gerölle und bis 20 m lange, metermächtige Schichtpakete aus hellgrauem Crinoidenkalk. Die Matrix der meist komponentengestützten Breccien besteht aus grauem bis rotem Kalk, der häufig Crinoidenreste, seltener auch Brachiopoden, Gastropoden, Ammoniten, Aptychen, Belemniten, Echiniden und Wirbeltierreste enthält. Resthohlräume sind mit Faser- und Blockzement ausgefüllt. Verschiedentlich können schwache Vererzungen und braunschwarze Fe-Mn-Krusten beobachtet werden.

Die Lischana-Breccie liegt praktisch im ganzen Gebiet direkt auf der Hauptdolomit-Formation, die oft mit deutlicher Winkeldiskordanz abgeschnitten ist (z. B. in der oberen Val Lischana und am Piz San Jon mit 20–30°). Einzig westlich des Piz Russenna sollen nach SCHILLER (1906) noch geringmächtige Vorkommen von Kössen-Formation auftreten. Der untere, meist fast vollständig aus Dolomitkomponenten bestehende matrixarme Teil der Lischana-Breccie geht häufig ohne scharfe Grenze aus dem liegenden Hauptdolomit hervor, der oberflächlich oft von meterbreiten und tiefen Spalten zerrissen wird. Deren Füllung besteht meist aus rötlichen Schiefertönen, Kalken oder Dolomiten.

Die eigentliche chaotische Lischana-Breccie geht nach BURKARD (1953), KELLERHALS (1966) und CADISCH et al. (1968) oben lokal in graue und rötliche, oft echinodermenreiche und breccienführende Kalke des Hierlatz- oder Steinsberg-Typs über. Andernorts wird sie jedoch direkt von braunschwarzen Schiefertönen, Mergeln und Kalken überlagert (siehe Einleitung: «Liaskalke und Liasschiefer» von CADISCH et al. 1968).

Die Lischana-Breccie kann als Ablagerung von submarinen Felssturz- und Rutschmassen im Bereich von aktiven Bruchzonen des Beckenrandes oder interner Schwellen erklärt werden. Die Winkeldiskordanz von 20 bis 30° deutet auf eine starke Kippung einzelner Bruchschollen hin.

Referenzprofil: Obere Val Lischana (822.100/182.800/2780 bis 822.300/182.775/2820)

Abgrenzung: Die chaotische, meist ungeschichtete Lischana-Breccie lässt sich teilweise nur schwer abgrenzen. Von den intraformationellen Dolomitbreccien der Hauptdolomit-Formation lässt sie sich durch das Fehlen einer dolomitischen Matrix oder eines dolomitischen Zements unterscheiden. Lokal geht die eigentliche chaotische Megabreccie gegen oben immer feiner werdend in bunte, teils echinodermenreiche und breccienführende Kalke des Hierlatz-Typs über.

Die Obergrenze wird über dem letzten Auftreten von chaotischen Breccien oder bunten breccienführenden Kalken gezogen.

6.1 Bio- und chronostratigraphische Einstufung

Das Alter der Lischana-Breccie ist noch nicht eindeutig geklärt. Im Gebiet des Piz S-chalambert dürfte die dort nur geringmächtige eigentliche Megabreccie im Lias entstanden sein, da SCHILLER (1906) bei Plattas winzige Vorkommen eines braunroten Kalks («Oberer Liasmergelkalk») mit einer kleinen Fauna des Toarcian mit *Hildoceras bifrons* beschreibt. Nach BURKARD (1953) geht die Breccie in der S-chalambert-Kette gegen oben immer feiner werdend in bunte, teils echinodermenreiche Kalke des Hierlatz-Typs und rote sandige Kalke über. Bei Plattas fand er in einer Breccienbank einen aufgearbeiteten Ammoniten des Oberlias. Dort treten ebenfalls bunte, teils kieselige Kalke auf, die neben Kalk- und Dolomitkomponenten eine reiche Fauna mit Radiolarien, Foraminiferen, Korallen, Muscheln, Aptychen, Belemniten und Crinoiden führen. Nach der reichhaltigen Aptychenfauna sind sie ins Tithonian zu stellen (BURKARD 1953, WALTER 1982).

Im Bereich der oberen Val Lischana kann nach neuesten Untersuchungen von P. Mader (Geologisches Institut der ETH Zürich) zumindest der oberste Teil der dort sehr mächtigen Lischana-Breccie in den oberen Malm oder noch jünger eingestuft werden, da der «Acanthicusalk» von SCHILLER (1904) mit einer Ammoniten- und Aptychenfauna des Kimmeridgian bis Tithonian als Matrix oder Schichtpaket in der Breccie auftritt.

7. Blais-Radiolarit-Formation

Synonyme: Malm und Tithon: unterer Horizont (ZOEPPRITZ 1906), Radiolarit und Hornsteinkalk (HEGWEIN 1926), Radiolarit (CADISCH et al. 1968).

Die Blais-Radiolarit-Formation besteht aus einer auffällig bunten, im Gelände eher zurückwitternden Serie zwischen der Allgäu-Formation unten und der wandbildenden Russenna-Formation oben. Sie setzt sich aus meist regelmässig gebankten (3–10 cm) Hornsteinen, Radiolariten, Kieselschiefern, radiolarien- und aptychenführenden Kalken und Kalkschiefern zusammen. Eine stellenweise beobachtbare Feinschichtung wird durch wechsellagerndes Ton-, Kalk- und Kieselmaterial verursacht. Im Lischana-Gebiet treten vereinzelt Bänke (bis 15 cm mächtig) von gradierten Feinbreccien auf. Die Mächtigkeit der Blais-Formation beträgt im allgemeinen 15–30 m. Die bunte Färbung variiert von schwarzen, grauen, grünen bis zu braunen und roten Farbtönen.

An einzelnen Stellen kann in der Abfolge der Farbtöne und der Gesteinstypen eine gewisse Gesetzmässigkeit erkannt werden, so z. B. in der Val Trupchun:

Unten: Grüne, grüngraue bis schwarze Radiolarite und Hornsteine. Rote unbraunrote Radiolarite und Kalke.

Oben: Rote, verschieferte Kalk- und Mergelkalkbänke. Stellenweise voller Aptychen («Rosso ad aptici», CARON et al. 1982).

Ähnliche aptychenführende rote Kalke und Mergelkalke treten nach BURKARD (1953) und WALTER (1982) auch in der Nordostecke der Engadiner Dolomiten (Region von Plattas) auf (siehe auch Kap. 6).

Die Radiolarite bestehen – ihrem Namen entsprechend – zu einem grossen Teil aus Radiolarien, die jedoch meist nur noch schemenhaft erkennbar und nicht mehr genau bestimmbar sind. STEIGER (1962) fand sowohl Spumellarien wie Nasselarien. Die roten Kalke und Mergelkalke an der Obergrenze der Formation in der Val Trupchun enthalten relativ viele Fossilien, die vor allem von ZOEPPRITZ (1906) beschrieben wurden: Aptychen, Belemniten und Brachiopoden (*Pygope diphya*). Die Fossilien der ähnlichen Kalke der Region von Plattas andererseits wurden von SCHILLER (1906), BURKARD (1953) und WALTER (1982) beschrieben.

Typlokalität: Munt Blais bei S-chanf (798.900/166.200/2350).

Untergrenze: Siehe Obergrenze der Allgäu-Formation.

Obergrenze: Unterhalb des Überhandnehmens massig erscheinender Kalke, verbunden mit dem Zurücktreten von Mergeln, dem Aussetzen eigentlicher Radiolarite und dem Wechsel von intensiv bunten zu hellen, weisslichen und grünlichen Farbtönen.

Die aptychenführenden Kalke an der Obergrenze der Blais-Radiolarit-Formation sind aufgrund des Fossilinhalts in den obersten Malm (Kimmeridge-Tithon) zu stellen.

8. Russenna-Aptychenkalk-Formation

Synonyme: Malm und Tithon: oberer Horizont (ZOEPPRITZ 1906), Tithon (SCHILLER 1904 und 1906), Aptychenkalk (HEGWEIN 1926).

Die Russenna-Aptychenkalk-Formation bildet im Gelände meist hell anwitternde Felsstufen. Sie besteht aus feingeschichteten, feinkörnigen Kalken von heller Farbe (hellgrau, grünlich, rötlich oder gelblich) mit vereinzelt Einlagerungen von grünen und roten Tonschiefern, Echinodermenkalken, kieseligen Kalken, Hornsteinknollen und Breccien. Vor allem die feinkörnigen Kalke sind häufig duktil verformt.

Die abgesehen von Mikrofossilien (Foraminiferen, Radiolarien und Calpionellen), Echinodermen und sporadisch auftretenden Aptychen recht fossilarme Formation trägt eigentlich den Namen «Aptychenkalk» nicht ganz zu Recht, denn die reichen Aptychenfunde der früheren Autoren (SCHILLER 1904, 1906; ZOEPPRITZ 1906; BURKARD 1953) stammen unserer Ansicht nach aus dem oberen Teil der Blais-Formation. Die Mächtigkeit der Russenna-Formation schwankt beträchtlich (tektonisch bedingt?): etwa 40 m in der Val Trupchun und bis über 100 m in der Nordostecke der Engadiner Dolomiten.

STEIGER (1962) und VILLA & POZZI (1962) bestimmten – unabhängig voneinander – in Gesteinen der Russenna-Aptychenkalk-Formation der Val Trupchun u. a.

folgende Calpionellen des Tithon-Berriasian-Grenzbereichs: *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, *Tintinnopsella carpathica*, *Tintinnopsella oblonga*.

Nach CARON et al. (1982) besitzt der oberste Teil der Russenna-Formation der Val Trupchun ein Alter von Barremian bis unteres Aptian.

Typprofil: Val Chaneln in der Val Trupchun (800.000/165.925/2520).

Untergrenze: Siehe Obergrenze der Blais-Formation.

Obergrenze: Unterhalb des ersten Auftretens von bunten Mergelschiefern der Chaneln-Formation.

9. Chaneln-Formation

Synonyme: Globigerinenschiefer (ZOEPPRITZ 1906), bunte Foraminiferen-Kalke und -Mergel (SPITZ & DYHRENFURTH 1914), Couches rouges (u. a. ZOEPPRITZ 1906), Scaglia (CARON et al. 1982).

Die Chaneln-Formation besteht aus stark verschieferten, bunten (rot, grün, braun, gelb) Mergelkalcken und Mergelschiefern, teilweise mit Glaukonit-, Quarz- und Feldspatkörnern in Sandkorngrosse. Eine Bankung ist infolge der starken Schieferung kaum mehr erkennbar (ursprünglich dünnebankig?). Die meisten der Gesteine sind äusserst reich an Mikrofossilien, die erst kürzlich neu beschrieben wurden (CARON et al. 1982):

Radiolarien,

planktonische Foraminiferen (*Hedbergella*, *Ticinella*, *Rotalipora*, *Praeglobotruncana*),

benthonische Foraminiferen (*Nodosaria*, *Lenticulina*, *Textularia* u. a.).

Die gefundenen Mikrofaunen-Vergesellschaftungen beweisen ein Alter von oberem Aptian bis Turonian für die Chaneln-Formation.

Die Mächtigkeit der Chaneln-Formation kann nicht angegeben werden, da die Formation im einzigen Vorkommen in der Val Trupchun oben tektonisch abgeschert ist. Erhalten geblieben sind mindestens 10–20 m.

Typlokalität: Val Chaneln, Felswand unterhalb Pt. 2574 (800.025/165.950/2570).

Untergrenze: Siehe Obergrenze Russenna-Formation.

Obergrenze: Unbekannt.

Verdankungen

Die Autoren danken Prof. R. Trümpy für die kritische Durchsicht des Manuskripts, Albert Uhr für die Reinzeichnungen sowie Urs Gerber für photographische Arbeiten.

LITERATURVERZEICHNIS

Arbeitsgruppe für Stratigraphische Terminologie (1973): *Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen, insbesondere lithostratigraphischen Nomenklatur in der Schweiz*. – *Eclogae geol. Helv.* 66/2, 479–492.

BOESCH, H. (1937): *Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten*. – Diss. Univ. Zürich.

- BONSIGNORE, G., BORGO, A., GELATI, R., MONTRASIO, A., POTENZA, R., POZZI, R., RAGNI, U., & SCHIAVINATO, G. (1969): *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 8, Bormio*.
- BÜRGI, J. (1934): *Beitrag zur Triasstratigraphie des S-charltales*. – Diplomarb. Univ. Zürich (Manusk. deponiert in der Bibl. des Geol. Inst. ETH Zürich).
- BURKARD, G. (1953): *Geologische Beschreibung der Piz S-chalambert-Gruppe (Unterengadiner Dolomiten)*. – Diss. Univ. Bern.
- CADISCH, J., EUGSTER, H., & WENK, E. (1968): *Erläuterungen zum Geol. Atlas d. Schweiz 1:25000, Blatt 44, Scuol/Schuls-Tarasp*. – Schweiz. geol. Komm., Basel.
- CARON, M., DÖSSEGER, R., STEIGER, R., & TRÜMPY, R. (1982): *Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweiz. Nationalpark, Graubünden)*. – Eclogae geol. Helv. 75/1.
- DÖSSEGER, R. (1970): *Zur Geologie der Gruppe des Piz Turettas im Münstertal*. – Diplomarb. ETH Zürich (Manusk. deponiert in der Bibl. des Geol. Inst. ETH Zürich).
- (1974): *Verrucano und «Buntsandstein» in den Unterengadiner Dolomiten*. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 235, 1–171.
- DÖSSEGER, R., & MÜLLER, W.H. (1976): *Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung*. – Eclogae geol. Helv. 69/1, 229–238.
- FURRER, H. (1981): *Stratigraphie und Facies der Trias-Jura-Grenzsichten in den oberostalpinen Decken Graubündens*. – Diss. Univ. Zürich.
- GELATI, R., & ALLASINAZ, A. (1964): *Nuovo contributo alla conoscenza del Trias superiore dell'Alta Valtellina*. – Riv. ital. Paleont. 70/1, 15–64.
- HAMMER, W. (1907): *Beiträge zur Geologie der Sesvenna-Gruppe. I: Über Verrucano und Trias im Schliniger- und Avignatal*. – Verh. k.k. geol. Reichsanst. Wien 16, 369–378.
- HEGWEIN, W. (1927): *Beitrag zur Geologie der Quaternalsgruppe im Schweiz. Nationalpark (Graubünden)*. – Diss. Univ. Bern (Manusk. deponiert in der Stadtbibl. Bern).
- HESS, W. (1953): *Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraële (Graubünden)*. – Eclogae geol. Helv. 46/1, 39–142.
- JACOBSHAGEN, V. (1965): *Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein*. – Jb. geol. Bundesanst. 108, 1–114.
- KARAGOUNIS, K. (1962): *Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpass, Spöltal und Val del Gallo im schweizerischen Nationalpark (Graubünden)*. – Erg. wiss. Unters. schweiz. Nationalpark 48 [N.F. 7], 375–452.
- KELLERHALS, P. (1966): *Geologie der nordöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen Piz San Jon, Scharl und Piz Sesvenna*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 126.
- KLEMENZ, W. (1967): *Geologie der Val Mingèr (Schweiz. Nationalpark)*. – Unveröff. Diplomarb. Univ. Zürich.
- MÜLLER, W.H. (1970): *Geologie des Munt da la Bescha unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentologie des Hauptdolomits*. – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- POZZI, R. (1959): *Studio stratigrafico del Mesozoico dell'Alta Valtellina (Livigno-Passo dello Stelvio)*. – Riv. ital. Paleont. 65, 2–54.
- (1960a): *Memoria illustrativa della carta geologica della regiona compresa fra Livigno e il Passo dello Stelvio*. – Boll. Serv. geol. Ital. 81/1.
- (1960b): *La Fauna Liassica dell'Alta Valtellina (Alpi Retiche)*. Riv. Ital. Paleont. 66/4, 445–490.
- 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.
- SCHLAGINTWEIT, O. (1908): *Geologische Untersuchungen in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und Sta. Maria im Münstertal*. – Z. dtsh. geol. Ges. 60/2–3, 198–272.
- SCHMID, S. (1971): *Geologie des Umbrailgebiets*. – Diss. Univ. Zürich.
- (1973): *Geologie des Umbrailgebiets*. – Eclogae geol. Helv. 66/1, 101–210.
- SCHNEIDER, B. (1969): *Zur Geologie der östlichen Quaternals-Gruppe im schweizerischen Nationalpark (Graubünden)*. – Unpubl. Manusk. Bibl. geol. Inst. ETH Zürich.
- SIEBER, N. (1965): *Geologie des Gebietes zwischen Val Trupchun und Val Casanna (Engadin)*. – Unpubl. Diplomarb., Manusk. Bibl. Geol. Inst. ETH Zürich.

- SOMM, A. (1965): *Zur Geologie der westlichen Quaternals-Gruppe im schweizerischen Nationalpark (Graubünden)*. – Erg. wiss. Unters. schweiz. Nationalpark 10.
- SOMM, A., & SCHNEIDER, B. (1962): *Zwei paläontologische und stratigraphische Beobachtungen in der Obertrias der südwestlichen Engadiner Dolomiten (Graubünden)*. – Erg. Wiss. Unters. schweiz. Nationalpark 47 [N.F. 7], 355–372.
- SPITZ, A., & DYHRENFURTH, G. (1914): *Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scansf und dem Stifserjoch*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 44, 1–235.
- STEIGER, R. (1962): *Geologie des Val Trupchun (Engadin)*. – Unpubl. Diplomarb., Manusk. Bibl. Geol. Inst. ETH Zürich.
- STUTZ, E. (1982): *Der Rand der Engadiner Dolomiten am Schlinigpass (südlicher Teil)*. – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- Suess, E., & MOJSISOVICS, E. V. (1868): *Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. II. Die Gebirgsgruppe des Osterhornes*. – 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).
- TRÜMPY, R. (1980): *Geology of Switzerland. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland*. – Wepf & Co., Basel/New York.
- 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.
- VILLA, F., & POZZI, R. (1962): *Microfacies e microfauna del Mesozoico dell'Alta Valtellina*. – Riv. ital. Paleont. 68/4, 447–482.
- WAGNER, M. (1976): *Die Ortlerzone im Bereich der Alp Blais und der Dolomit von S-chanf (Engadin, GR)*. – Unpubl. Diplomarb., Manusk. Bibl. Geol. Inst. ETH Zürich.
- WALTER, U. (1982): *Der Rand der Engadiner Dolomiten am Schlinigpass (nördlicher Teil)*. – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- WIEDMANN, J., FABRICIUS, F., KRZYSTYN, L., REITNER, J., & URLICHS, M. (1979): *Über Umfang und Stellung des Rhaet*. – Newsl. Stratigr. 8/2, 133–152.
- ZOEPPRITZ, K. (1906): *Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno*. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 16, 164–231.