

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 85 (1992)
Heft: 1

Artikel: Geologie, Stratigraphie und Fossilien der Ducankette und ihres Landwassergebiets (Silvretta-Decke, Ostalpin) : Bericht der gemeinsamen Exkursion der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft und der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft von 12....

Autor: Furrer, Heinz / Eichenberger, Urs / Froitzheim, Niko
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-167005>

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: 24.01.2026

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

Geologie, Stratigraphie und Fossilien der Ducankette und des Landwassergebiets (Silvretta-Decke, Ostalpin)

Bericht der gemeinsamen Exkursion der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft und der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 12. Oktober 1991

Von HEINZ FURRER ¹⁾, URS EICHENBERGER ²⁾, NIKO FROITZHEIM ³⁾
und DANIEL WURSTER ⁴⁾

Teilnehmer

H. Bürgisser, Wassenaar (NL)
P. Conti, Basel
U. Eichenberger, Delft (NL)
R. Ferreira Mählmann, Frankfurt (D)
N. Froitzheim, Zürich
H. Furrer, Zürich

A. Geisel, Rüti
T. Gubler, Thalwil
U. Oberli, St. Gallen
B. Schwizer, Bern
E. Steinmann, Chur
A. Strasser, Freiburg
D. Wurster, Davos

ABSTRACT

This paper summarizes results of structural, sedimentological, stratigraphic, and palaeontological studies that were carried out during the last 15 years in the sedimentary cover rocks of the Silvretta basement nappe. The tectonic structure of the area is characterized by extensional faults representing an event of strong crustal extension that probably took place between the two main periods of crustal shortening, Late Cretaceous and Early Tertiary. The Permian to Upper Triassic sedimentary rocks of the Ducan and Landwasser area show two orders of transgressive-regressive cycles. Most of the sediments were deposited in a very shallow marine environment and are poor in index fossils, but have yielded important fish and reptile fossils.

Einführung

In den letzten 15 Jahren wurden an der ETH und Universität Zürich mehrere Arbeiten zur Geologie, Stratigraphie und Paläontologie in der Ducankette der Silvretta-Decke durchgeführt (Furrer 1981; Eichenberger 1986; Frank 1986; Wurster 1991), die zur Zeit durch strukturgeologische Untersuchungen ergänzt werden (N. Froitzheim, Zürich sowie S. Schmid und P. Conti, Basel). Die Jahrestagung der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften im Oktober 1991 in Chur bot nun eine günstige Gelegenheit, die

¹⁾ Paläontologisches Institut und Museum der Universität Zürich, Kunstlergasse 16, CH-8006 Zürich.

²⁾ Voorstraat 96, NL-2611 JT Delft.

³⁾ Geologisches Institut, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

⁴⁾ Promenade 1, CH-7270 Davos-Platz.

Ergebnisse der abgeschlossenen und laufenden Untersuchungen bei einer gemeinsamen Exkursion der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft und der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vorzustellen und zu diskutieren.

Leider verhinderte ein Schlechtwetter-Einbruch die Durchführung der geplanten zweitägigen Bergtour zu den prachtvoll aufgeschlossenen Profilen von der Bergüner Furgga zum Südostgrat der Plattenflue und vom Ducantal zum Alplihorn. Als Ausweichprogramm bot eine Wanderung ins untere Ducantal am Vormittag des 12. Oktobers einen kurzen Einblick in die Verhältnisse der Ducankette und Stoff für längere Diskussionen im Trockenen. Am Nachmittag erlaubte der nachlassende Regen immerhin ein genaueres Studium der detritischen Basis und der karbonatischen Mitteltrias im unteren Landwassertal entlang der alten Zügenstrasse zwischen Schmelzboden bei Davos und Bärentritt bei Wiesen. Dieses Profil wurde bereits als Exkursion von Leupold (1934) beschrieben. Mit einem kurzen Halt bei der Ruine Belfort an der Strasse zwischen Alvaneu und Brienz (Basis der Silvretta-Decke; Beschreibung in Trümpy & Trommsdorf 1980, Stop 46) wurde die Exkursion bereits nach einem Tag abgeschlossen.

Tektonik

Die Ducankette gehört mit dem Landwassergebiet zur autochthonen Sedimentbedeckung der zentralostalpinen Silvretta-Decke (Fig. 1; siehe auch Übersicht in Eugster 1923; Trümpy 1980; Eichenberger 1986). Sie besteht aus einer liegenden Synklinale (Fig. 2). Während die permischen bis mitteltriassischen Formationen im steilgestellten und überkippten Südostschenkel im stratigraphischen Kontakt zu den Gneissen und Amphiboliten des Silvretta-Kristallins stehen, bilden die obertriassischen Schichten den durch alpine Abschiebungen stark gestörten Kern und den enorm ausgedünnten Nordwestschenkel (Fig. 3). Das Landwassergebiet wird seit Leupold (1920) in eine grosse Zahl von Schuppen oder Schollen gegliedert, die zum grössten Teil normal liegen (Fig. 1).

Die alpinen Deformationsstrukturen der Ducankette und des Landwassergebiets umfassen Falten und Brüche, wobei neben Überschiebungen auch und vor allem Abschiebungen, die sogenannten Untervorschiebungen, auftreten (Eugster 1923; Bearth et al. 1935). Ein Problem ist dabei die relative Altersstellung und Bedeutung dieser Abschiebungen: Repräsentieren sie echte Krusten-Extension oder sind sie Nebeneffekte einer Falten- und Überschiebungstektonik?

Das Verhältnis zwischen Falten und Abschiebungen lässt sich am besten in der Ducankette studieren. Hier sind zahlreiche SW–NE streichende Falten mit Amplituden bis etwa 200 m ausgebildet (Fig. 3). Diese scheinen als Parasitärfa­lten einer ebenfalls SW–NE streichenden Grossstruktur untergeordnet zu sein: der oben erwähnten Ducan-Synklinale. Bei näherem Hinsehen zeigt sich jedoch, dass die Vergenz der kleineren Falten teilweise nicht zur Geometrie der Grossstruktur passt (Wurster 1991) und dass sie stellenweise leicht schräg zu deren Achse verlaufen (Eichenberger 1986). Wir nehmen dennoch an, dass die Falten einen kontinuierlichen Prozess abbilden, in dem die kleineren Falten etwas früher gebildet wurden und die Grossstruktur etwas später, beide in einem Regime von SE–NW bis E–W gerichteter Einengung in Verbindung mit NW- bis W-gerichteten Überschiebungen. Wir fassen die Falten zur Deformationsphase D1 zusammen, bei der auch die Stirn­umbiegung der Silvretta-Decke am Lenzerhorn (Landwassergebiet) gebildet wurde, und bei der die Silvretta-Decke nach W auf die tieferen

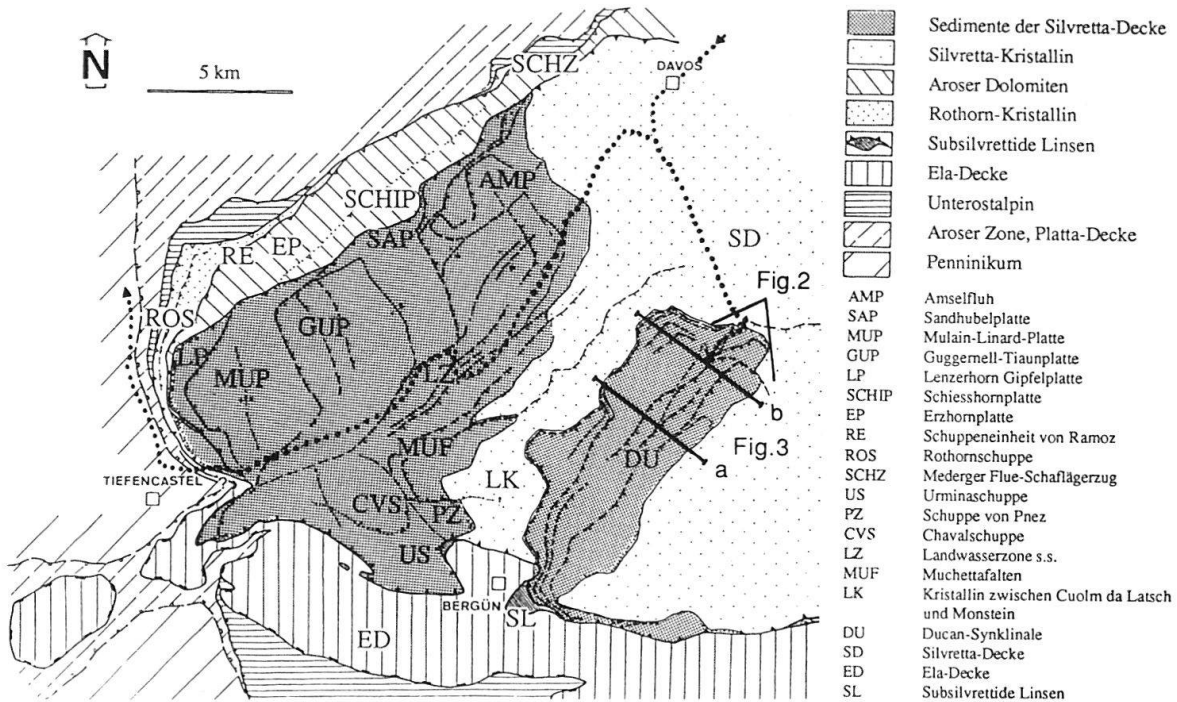


Fig. 1. Tektonische Übersichtskarte der zentralostalpinen Decken in Mittelbünden (nach Eichenberger 1986). Die Exkursionsroute vom 12. Oktober 1991 ist durch die punktierte Linie markiert.

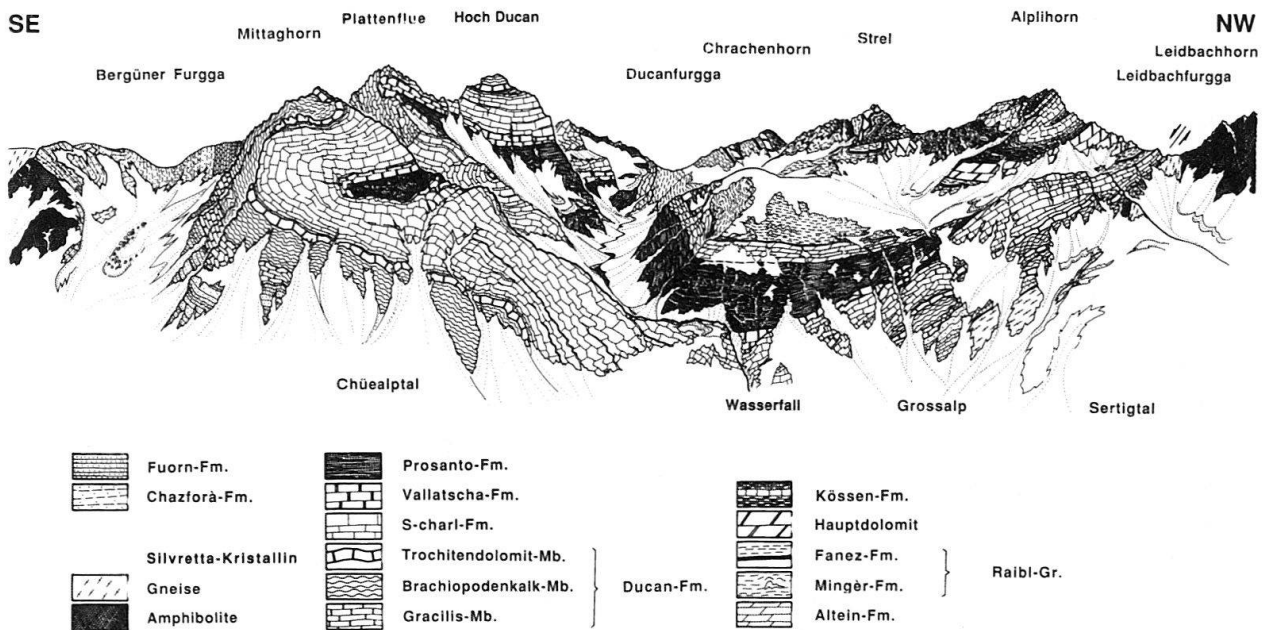


Fig. 2. Die östliche Ducankette vom Sertigtal aus gesehen (nach Eichenberger 1986).

Einheiten des Ostalpins überschoben wurde. Das stellenweise beobachtete Abschneiden von D1-Falten durch die Silvretta-Basisfläche (Trümpy 1980) ist möglicherweise darauf zurückzuführen, dass die Silvretta-Basisfläche an diesen Stellen nicht von der ursprünglichen Überschiebung, sondern von jüngeren Abschiebungen (siehe unten) gebildet wurde.

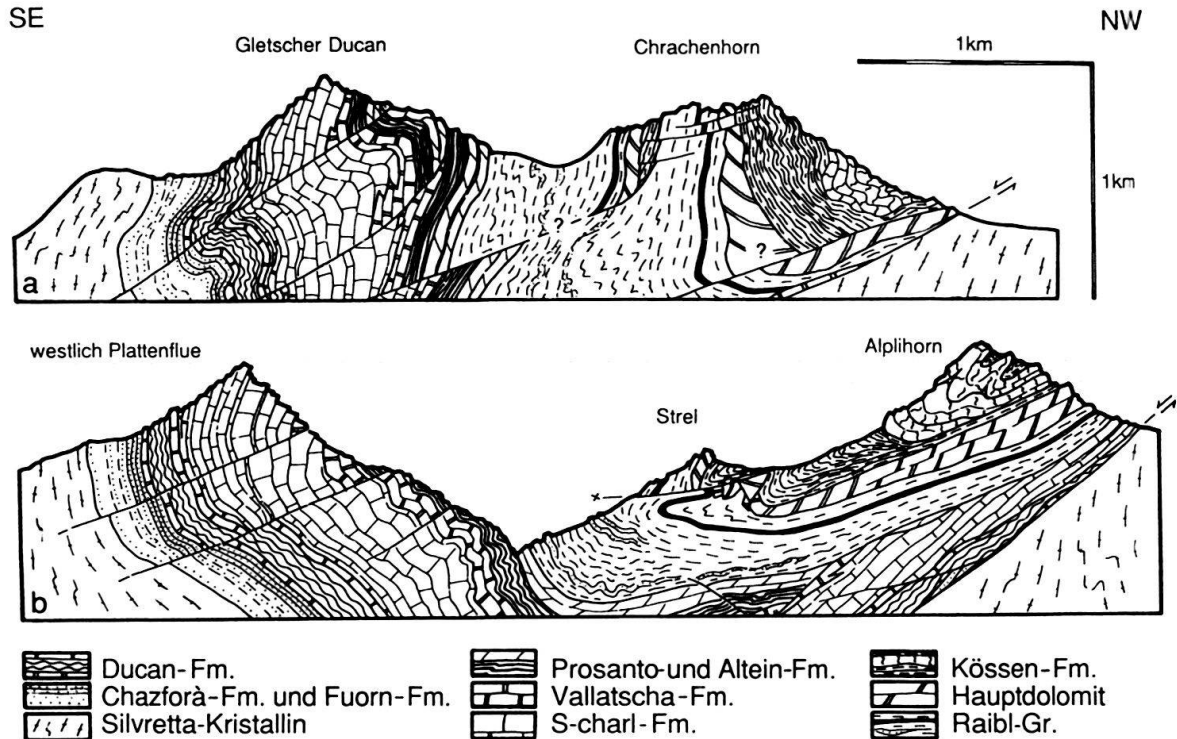


Fig. 3. Tektonische Profile durch die östliche Ducankette (nach Eichenberger 1986). Profillage in Fig. 1.

Die Abschiebungen des Ducan-Gebiets fallen vorwiegend nach SE ein. Die bedeutendste Struktur ist die Ducan-Scherfläche, welche die Sedimente der Ducankette im W und NW begrenzt. Figur 4 zeigt anhand von zwei Profilen das Verhältnis zwischen der Ducan-Synklinale und der Ducan-Scherfläche. Es wird dabei deutlich, dass die Ducan-Scherfläche schräg zur Achsenfläche der Synklinale verläuft: Während im Alpli horn-Profil der Normalschenkel der Synklinale weitgehend erhalten blieb, ist er im Profil an der Büelenfurgga zum grössten Teil durch die Ducan-Scherfläche weggeschnitten, und der Verkehrtsschenkel liegt direkt dem Kristallin auf. Weil die Ducan-Scherfläche also die D1-Synklinale schräg durchschneidet, selber aber nicht bei D1 gefaltet wurde, muss sie nach der D1-Faltung aktiv gewesen sein. Die Abschiebungstektonik ist damit als eigene Deformationsphase D2 anzusehen.

Die Mylonite am Südrand der Silvretta-Decke, wo diese die Ela-Decke überlagert, weisen zwischen dem Albulapass und dem Engadin eine Überprägung durch Deformationsgefüge mit Top-Südost-Schersinn auf. Dies bedeutet, dass die Silvretta-Decke relativ zu den unterlagernden Einheiten nach SE zurücktransportiert wurde (laufende Arbeiten von S. Schmid und P. Conti, Basel, sowie N. Froitzheim, Zürich). Es ist anzunehmen, dass diese Bewegungen die Fortsetzung der Ducan-Abschiebung darstellen, die also mit der Deckenbasis als basaler Scherfläche verbunden war. Die starke Dehnung der Silvretta-Decke bei D2 deuten wir als Krusten-Extension in Reaktion auf die Überdickung der Kruste bei der vorhergehenden Deckenstapelung (gravitativer Kollaps).

Sowohl die D1-Faltenstrukturen als auch die Abschiebungen wurden bei einer weiteren Faltungsphase (D3) mit NW–SE- bis W–E-streichenden Falten deformiert. Diese Faltungsphase, die im Unterostalpin stark ausgeprägt ist, hat zur Steilstellung des Silvretta-Ela-Kontaktes nördlich des Albulapasses geführt, im Ducangebiet aber nur zu

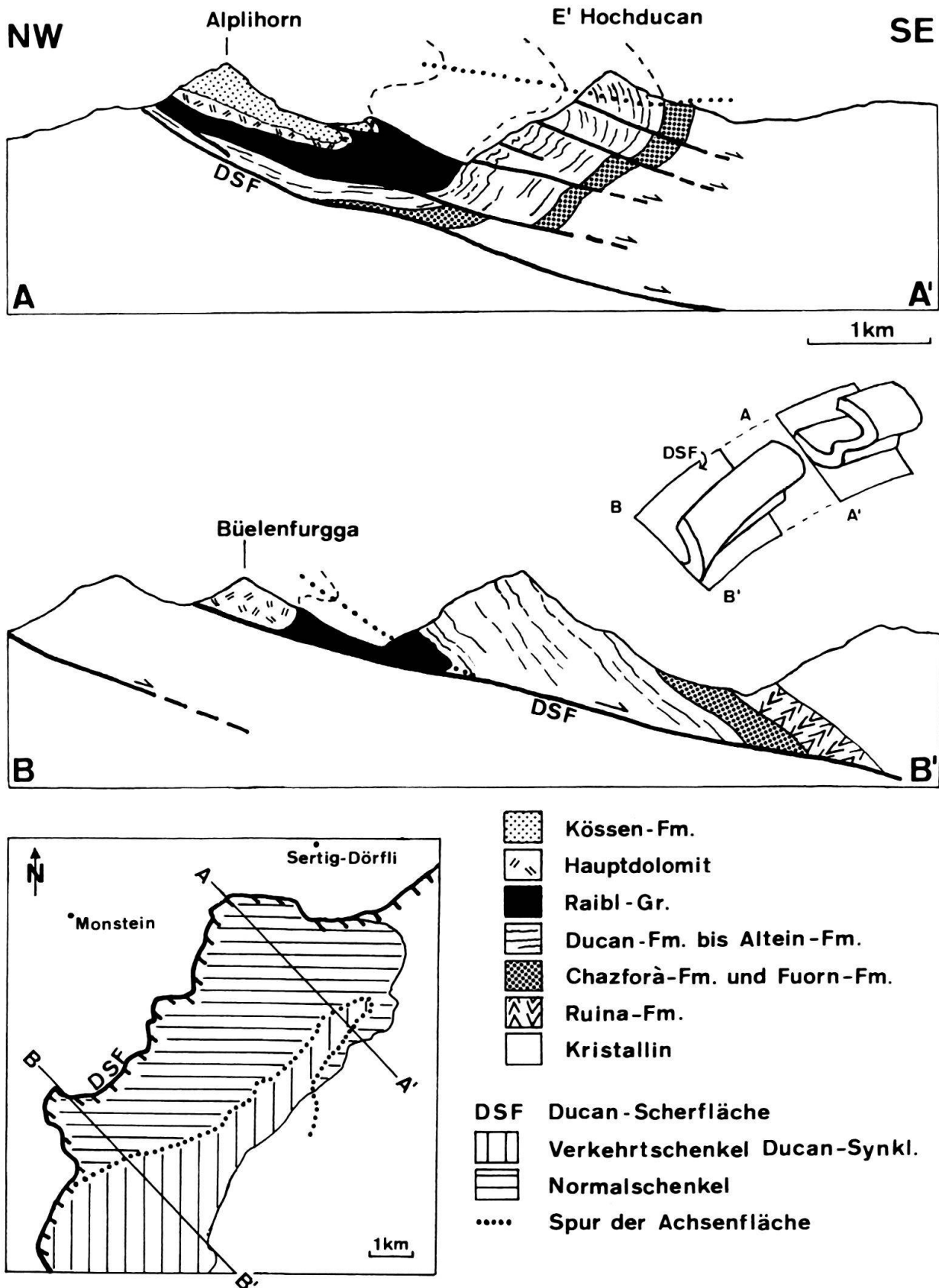


Fig. 4. Zwei Profile durch die Ducan-Synklinale (nach Eichenberger 1986), die das Verhältnis zwischen der Ducan-Scherfläche und der Synklinale veranschaulichen. Im Profil A-A' ist der Normalschenkel erhalten, während er in B-B' durch die Ducan-Scherfläche grösstenteils weggeschnitten ist.

einer grossradigen Verbiegung: Sie hat die Ducan-Synklinale quergefaltet, so dass deren Faltenachsen im Südwesten nach NE, im Nordosten nach SW einfallen. Die andernorts zu findenden jüngeren Abschiebungen der Phase D4 (Turba-Mylonitzzone, Nievergelt et al. 1991) konnten in der Silvretta-Decke noch nicht nachgewiesen werden. Möglicherweise ist jedoch die extreme Ausdünnung der Deckeneinheiten im unteren Albulatal (Profil Belfort) auf D4 zurückzuführen. Als letzte Deformationsphase kommen SW–NE-streichende, sehr offene Grossfalten der Phase D5 in Betracht. Dazu gehört die Suraver Deckenmulde im unteren Albula- und Landwassertal, in der die Silvretta- und Ela-Decken ins unterlagernde Penninikum eingemuldet sind.

Die zeitliche Einstufung der Phasen ist teilweise spekulativ. Nach radiometrischen Altersbestimmungen an der Basis der Silvretta-Decke und in den Engadiner Dolomiten (Thöni 1988) fällt D1 in die späte Kreide. Die D2-Extensionstektonik könnte mit der ebenfalls spätkretazischen Bildung der Gosau-Becken in Österreich parallelisiert werden. D3 ist vermutlich alttertiär und dürfte im Zusammenhang mit der Überschiebung des ostalpinen Deckenstapels über das Mittel- und Nordpenninikum stehen. D4 ist oligozänen Alters (Nievergelt et al. 1991). D5 kann mit der spättertiären Verfaltung der Schamser Decken (Schmid et al. 1990) und der Domleschg-Phase in den Bündnerschiefern parallelisiert werden.

Stratigraphie und Fossilinhalt

In der Schichtreihe der Silvretta-Decke sind grössere und kleinere Transgressions-Regressions-Zyklen erkennbar (Fig. 5; Eugster 1923; Eichenberger 1986):

Ein erster Grosszyklus beginnt im Perm mit Vulkanoklastika und bunten kontinentalen Konglomeraten der Ruina- und Chazforà-Formationen. Sie gehen in der frühen Trias(?) mit feiner werdenden Siliziklastika einer Alluvialebene in gut sortierte, teils kanalisierte Sandsteine der Fuorn-Formation mit Kreuzschichtungen und Wellenrippeln über. Diese gezeitendominierten Ablagerungen einer Küstenebene mit Lagunen und Deltas sind oft bioturbiert und führen im obersten Abschnitt selten Reste von Landpflanzen und benthische Foraminiferen. Die untere Ducan-Formation (Gracilis-Member) besteht aus «shallowing upward»-Zyklen von schwarzen Siltsteinen, bioklastischen Dolomiten, bioturbierten Dolomikriten und stromatolithischen Dolomiten. Neben der namengebenden Crinoide *Dadocrinus gracilis* kommen Algen, benthische Foraminiferen, Kieselschwämme, Muscheln, Brachiopoden und Spurenfossilien vor. Ein Placodontierzahn zeigt, dass im belebten Flachmeer auch Reptilien nach Nahrung suchten. Der Höhepunkt der Transgression ist mit den knolligen Kalken der mittleren Ducan-Formation (Brachiopodenkalk) dokumentiert. Typische Brachiopoden wie *Tetractinella trigonella*, *Spiriferina mentzeli*, *Decurtella decurtata* und *Coenothyris vulgaris* sowie Crinoiden belegen offenermarine Verhältnisse. Seltene Ammoniten und Conodonten erlauben eine Einstufung ins späte Anis (Ouwehand 1984). Die obere Ducan-Formation (Trochitendolomit) ist in der östlichen Ducankette kalkig, im westlichen Teil und im Landwassergebiet dagegen dolomitisch ausgebildet. Am Mittagshorn am NE-Ende der Ducankette fand sich ein Ichthyosaurier-Wirbel (Shastasauridae). Stromatolithische «buildups» (Zaugg 1987), hexactinellide Kieselschwämme sowie Crinoiden in mikritischen wie ruditischen Bänken deuten auf abnehmende Wassertiefe hin. Den regressiven Abschluss des ersten Grosszyklus bildet die Rauhwacke an der Basis der S-charl-Formation.

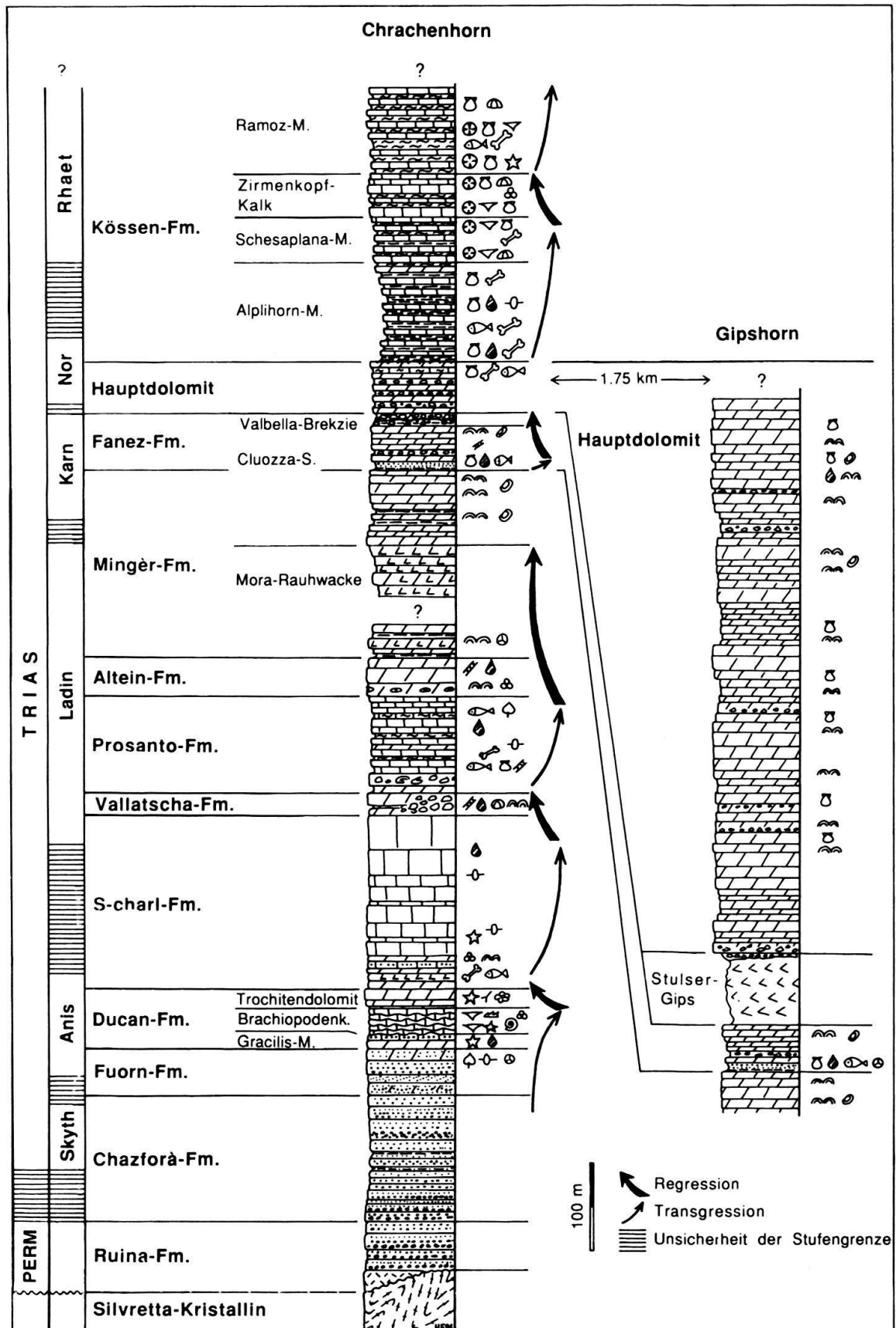


Fig. 5. Stratigraphisches Sammelprofil der Silvretta-Decke in der Ducankette vom Perm bis in die Obertrias.

Ein zweiter Grosszyklus ist im späten Anis und im Ladin durch den Aufbau einer komplexen Karbonatplattform ohne siliziklastischen Einfluss belegt. Die 300 bis 400 m mächtige S-charl-Formation weist eine charakteristische lithologische Zyklizität auf (Eichenberger 1986). Schichtpakete von 5 bis 12 m umfassen mächtige Bänke von mikrosparitischen, dunklen Kalken, welche nach oben in tonhaltigere, feiner gebankte Schichten übergehen und durch mikritische, helle Dolomite überlagert werden.

Ein idealer Zyklus enthält die folgenden Lithologien (Fig. 6):

- 1) Blaugraue Kalke (Pelmikrite-Biopelsparite/Wackestones-Grainstones) mit Bruchstücken von Dasycladaceen, Foraminiferen und Gastropoden (subtidale Fazies).
- 2) Intraformationelle Breccien der erstgenannten Kalke (1).
- 3) Kalke (1) mit erhöhtem Tonanteil, Bioklasten und ausgeprägter Bioturbation (Ichnite; sub- bis intertidale Fazies).

Idealer Zyklus:

Profil an der Gulota
(Ducankette)

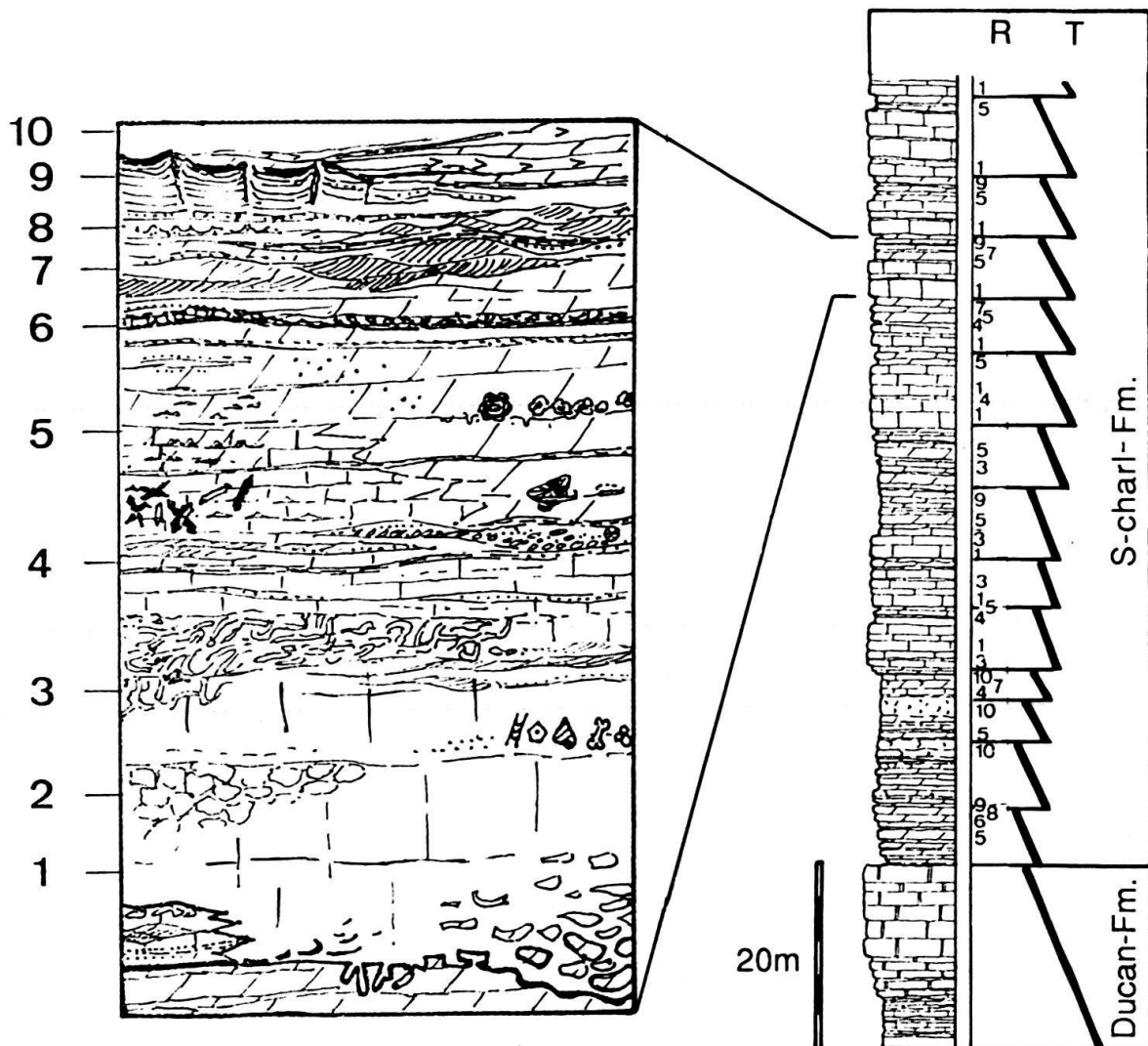


Fig. 6. Regressive Zyklen in der transgressiven S-charl-Formation. 1–10 sind im Text erwähnte sub- bis supratidale Faziestypen. T = Transgression, R = Regression (nach Eichenberger 1986).

- 4) Gelbgraue, teils arenitische Kalke mit amalgamierenden Mergel- und Silthäuten (Pelmikrite-Pelsparite/Packstones-Grainstones), vereinzelt Ooiden, Fenstergefügen und Pseudomorphosen nach Sulfatmineralen (intertidale Fazies).
- 5) Helle, gelb anwitternde, mikritische Dolomite mit mm-dünnen Siltlagen, Stromatolithen, Fenstergefügen und Pseudomorphosen nach Sulfatmineralen (inter- bis supratidale Fazies).
- 6) Schichtweise brekziierte Dolomite (5) in schwarzer Ton-Silt-Matrix (flat pebble conglomerates = Tempestite; inter- bis supratidale Fazies).
- 7) Arenitische Dolomite mit Rippelmarken (Wellenrippeln; inter- bis supratidale Fazies).
- 8) Arenitisch-ruditische Dolomite mit rostiger Anwitterung, detritischem Quarz und Muskovit (inter- bis supratidale Fazies).
- 9) Stromatolithische Dolomite mit polygonalen Trockenrissen (supratidale Fazies).
- 10) Rauhwacken (supratidale Fazies).

Jeder einzelne Zyklus dokumentiert eine regressive – mit Ausnahme der S-charl-Basis – rein karbonatische Abfolge («shallowing upward»-Zyklus). Vom transgressiven Teil der Zyklen ist nur im Ausnahmefall ein cm-mächtiges Aufarbeitungskonglomerat erhalten geblieben. Innerhalb der S-charl-Formation verändern sich die Zyklen in der vertikalen und regionalen Verbreitung. Helle mikritische Dolomite, feingebankte mergelige Kalke mit Rippelmarken, dolomitische Stromatolithen, polygonale Trockenrisse und Rauhwacken werden höchstens in den untersten acht bis zwölf Zyklen beobachtet. Nach oben überwiegen massive Kalkbänke mit bioturbirten Pelmikriten, die einen generellen transgressiven Trend dokumentieren. In Mittelbünden ist eine deutliche Änderung von Westen nach Osten sichtbar. Die supratidale, dolomitische Fazies überwiegt im Westen, die kalkige, mächtiger gebankte, subtidale Fazies im Osten. Die weite Verbreitung (15 km) der flachmarinen, teils tonhaltigen Fazies und das Fehlen von Riffschutt lassen auf einen lagunären Ablagerungsraum schliessen. Fossilien sind selten: Neben Diploporen fanden sich benthische Foraminiferen, Gastropoden und ein Nautilide (*Michelinoceras* sp.). Dazu kommen Reptilreste: Ein Placodontier-Zahn, ein Femur von *Tanystropheus*, isolierte Knochen von kleineren und grösseren Nothosauriden, sowie ein unvollständiges *Nothosaurus*-Skelett aus der unteren S-charl-Formation. Die Kalke der oberen S-charl-Formation gehen in dickbankige Dolomite der Vallatscha-Formation mit häufigen Diploporenbänken und Karbonatsanden über. Sie deuten, wie die Fauna aus benthischen Foraminiferen, Kieselschwämmen, Gastropoden und Seeigeln, auf gut durchlüftete Ablagerungen einer seichten Karbonatplattform.

Die mindestens 20 × 20 km messende linsenartige Einschaltung aus dunklen Kalken und Dolomiten der Prosanto-Formation hat eine reiche Fauna geliefert. Neben früheren Funden von zwei kleinen Pachypleurosauriern (Kuhn-Schnyder 1952; 1959) konnten in den letzten Jahren weitere kleinere und grössere Nothosauriden, 11 Gattungen von Knochenfischen sowie einige seltene Krebse gefunden werden (Bürgin et al. 1991). Das weitgehende Fehlen von autochthonem Makrobenthos in der typischen Konservat-Lagerstätte deutet auf eine stabile Wasserschichtung mit stagnierendem Bodenwasser in einem kleinen, vom offenen Meer abgeschnittenen, plattforminternen Becken hin. Die fossilarmen Altein-Dolomite mit Karbonatsanden, Diploporenbänken und Stromatolithen, die häufig von vulkanischen Tufflagen unterbrochen werden, zeigen abnehmende

Wassertiefe an, die in der Mora-Rauhwacke der basalen Raibl-Gruppe (spätes Ladin?) ihr Minimum erreichte (Eichenberger 1986; Frank 1986).

Auch in der Obertrias sind Zyklen ausgebildet. Die peritidalen Dolomite der Mingèr-Schichten mit kleinwüchsigen Muscheln und Schnecken, mit Ostracoden, Diploporen, Stromatolithen, Fenstergefügen, Bodenbildungen und vadoser Diagenese werden mehr oder weniger regelmässig von tonigen Schüttungen unterbrochen. Die regressiven Sequenzen werden von Frank (1986) mit wiederholten Schwankungen des relativen Meeresspiegelstandes erklärt. Der charakteristische Leithorizont des Cluozza-Sandsteins markiert ein kurzfristiges Transgressions-Regressions-Ereignis. Er lieferte wichtige Fossilien: Pflanzenreste (u. a. *Equisetites* sp.), Foraminiferen, Muscheln, Schnecken, einen Cirripedier (*Eolepas rhaeticus*) und Reste von Knochenfischen. Die Muschelfauna und gut erhaltene Palynomorphen erlaubten eine Einstufung ins Karn. Die Fanez-Formation zeigt mit der Bodenbildung in der Innerchrachen-Schicht, dem Stulser-Gips und der Valbella-Brekzie weitere markante relative Meeresspiegelschwankungen an.

Der über 800 m mächtige Hauptdolomit des Gipshorns enthält einige Megalodontenbänke (*Neomegalodon* und *Dicerocardium*) und repräsentiert hauptsächlich sub- bis intertidale Ablagerungen im internen, vom offenen Meer abgeschlossenen Bereich einer weiten Karbonatplattform. Am knapp 2 km entfernten Chrachenhorn (Fig. 5) ist der Hauptdolomit nur noch etwa 75 m mächtig, während er am Strel zwischen Fanezfurgga und Alplihorn sogar auf wenige Meter reduziert ist. Die auffallenden Brekzien und Bodenbildungen am Chrachenhorn und Strel deuten auf eine ausgeprägte Hochzone hin, die seit der Bildung der Valbella-Brekzien ausgebildet war. In einer wenige Meter mächtigen Einschaltung dunkler Kalke und Mergel im oberen Teil des reduzierten Hauptdolomits am Chrachenhorn wurde ein Zahn eines landbewohnenden Archosauriers gefunden. Eine gelbe Dolomitbank mit dünnchaligen Muscheln bildet den Abschluss des Hauptdolomits. Die Grenze zu den hangenden Tonschiefern der Kössen-Formation ist durch einen Hartgrund mit Eisenoxid-Krusten markiert, der Knochen und Zähne von Knochenfischen enthält (*Sargodon tomicus*).

Die rasche Mächtigkeitsabnahme des Hauptdolomits von 800 auf 75 m war Thema einer lebhaften Diskussion auf der Grundlage verschiedener Hypothesen: Eugster (1923, S. 48) schrieb die Reduktion einer «Emersion des Hauptdolomits während der norisch(?)–rhätischen Zeit» zu. Eichenberger (1986) und Frank (1986) schlugen eine Reduktion durch einen spätriassischen oder jurassischen Extensionsbruch vor. Diesen Hypothesen widerspricht die konkordante Auflagerung von unterer Kössen-Formation auf oberstem Hauptdolomit zwischen Chrummhürel und Alplihorn. Eine Entstehung durch unterschiedliche Subsidenz (Furrer 1981; Wurster 1991) würde eine synsedimentäre Bruchzone zwischen Gipshorn und Chrachenhorn mit deutlicher Versetzung der liegenden Raibl-Gruppe bedingen. Dies widerspricht den Feldbeobachtungen, nach denen die Dolomite und insbesondere der charakteristische Leithorizont des Cluozza-Sandsteins scheinbar ungestört durchziehen.

Die Kössen-Formation mit ihrer fossilreichen Wechsellagerung von feinen Siliziklastika und Karbonaten besteht wiederum aus mehrere Meter mächtigen «shallowing upward»-Zyklen (Furrer 1981; Wurster 1991), die ihrerseits zwei grössere Transgressions-Regressions-Zyklen aufbauen. Der untere Grosszyklus beginnt mit etwa 200 m mächtigen tonig-kalkigen Ablagerungen einer schlammigen Lagune (Alplihorn-Member), die über gebankte, tonige Brachiopoden- und Korallenkalke (Schesaplana-Mem-

ber) in massige Korallen- und Megalodontenkalke (Zirmenkopf-Kalk oder Hauptlithodendronkalk) einer progradierenden Karbonatplattform übergehen. Ein nächster Grosszyklus setzt mit den wieder in etwas tieferem Wasser abgelagerten, tonig-kalkigen Zyklen des Ramoz-Members ein, kann jedoch wegen dessen erosiver Obergrenze in der Ducankette nicht weiter verfolgt werden. Das Alplihorn-Member führt die individuenreiche, aber artenarme Muschelfauna der «Schwäbischen Facies» im Sinne von Suess und Mojsisovics (1868), während die biostromartigen Brachiopoden- und Korallenkalke des Schesaplana-Members ungefähr deren «Karpathischer Facies» entsprechen. Bemerkenswert sind neuere Wirbeltierfunde: Knorpelfische (Zähne und Flossenstachel von Hybodontiden; Zahnplatten und ein nahezu vollständiger Schädel der Chimäre *Agkistracanthus mitgelensis*), Zähne und Schuppen von diversen Knochenfischen, Zähne und Knochenpanzer des placodonten Reptils *Psephoderma alpinum*, Rippen- und Zahnfragmente eines grossen Ichthyosauriers sowie Reste eines Phytosauriers. Da weder Ammoniten noch Conodonten gefunden wurden, ist die Einstufung der Kössen-Formation unsicher. Zudem ist die Stufeneinteilung der späten Trias immer noch umstritten (Tozer 1990). Das Auftreten des Brachiopoden *Austrirhynchia cornigera* im Schesaplana-Member belegt ein rhaetisches Alter und ermöglicht eine Grenzziehung Nor-Rhaet im Sinne von Krystyn (1990) und Golebiowski (1990) etwa zwischen Alplihorn- und Schesaplana-Member.

LITERATURVERZEICHNIS

- BEARTH, P., EUGSTER, H., SPAENHAUER, F., STRECKEISEN, A. & LEUPOLD, W. 1935: Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25 000, Blatt 9: Scalettapass. Schweiz. geol. Komm.
- BÜRGIN, T., EICHENBERGER, U., FURRER, H. & TSCHANZ, K. 1991: Die Prosanto-Formation – eine fischreiche Fossil-Lagerstätte in der Mitteltrias der Silvretta-Decke (Kanton Graubünden, Schweiz). *Eclogae geol. Helv.* 84, 921–990.
- EICHENBERGER, U. 1986: Die Mitteltrias der Silvretta-Decke (Ducankette und Landwassertal, Ostalpin). *Mitt. Geol. Inst. Univ. u. ETH Zürich N.F.* 252.
- EUGSTER, H. 1923: Geologie der Ducangruppe. *Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.* 49/3, 1–134.
- FRANK, S.M. 1986: Die Raibl-Gruppe und ihr Liegendes im Oberostalpin Graubündens. *Diss. ETH Nr.* 8085.
- FURRER, H. 1981: Stratigraphie und Fazies der Trias-Jura-Grenzsichten in den Oberostalpinen Decken Graubündens. *Diss. Univ. Zürich.*
- GOLEBIOWSKI, R. 1990: The Alpine Kössen Formation, a key for European topmost Triassic correlations. *Albertiana* 8, 25–35.
- KRISTYN, L. 1990: A Rhaetian stage – chronostratigraphy, subdivisions and their intercontinental correlation. *Albertiana* 8, 15–24.
- KUHN-SCHNYDER, E. 1952: Ein Sauropterygier aus dem Ducantal (Kt. Graubünden). *Eclogae geol. Helv.* 45, 315–319.
- 1959: Ein neuer Pachypleurosaurier von der Stulseralp bei Bergün (Kt. Graubünden, Schweiz). *Eclogae geol. Helv.* 52, 639–658.
- LEUPOLD, W. 1920: Der Gebirgsbau des unteren Landwassertales in Mittelbünden. *Diss. Univ. Bern.*
- 1934: Arosa – Alteinfurka – Glaris (Davos) – Filisur. *Exkursion Nr.* 87. In: *Geologischer Führer der Schweiz* (Ed. Schweiz. Geologische Gesellschaft): Wepf & Co, Basel, 997–1013.
- NIEVERGELT, P., LINIGER, M., FROITZHEIM, N. & FERREIRO MÄHLMANN R. 1991: The Turba mylonite zone: An Oligocene extensional fault at the Pennine-Austroalpine boundary in Eastern Switzerland. *Terra abstracts* 3, 248.
- OUWEHAND, P.J. 1984: Oberanisische Conodonten aus den Knollenkalk-Schichten (Recoarokalk) der Silvretta-Decke (Filisur, Graubünden). *Eclogae geol. Helv.* 77, 45–53.

- SCHMID, S., RÜCK, P. & SCHREURS, G. 1990: The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP 20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). *Mém. Soc. géol. France* 156, 263–287.
- 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.
- THÖNI, M. 1988: Rb-Sr isotopic resetting in mylonites and pseudotachylites: implications for the detachment and thrusting of the Austroalpine basement nappes in the Eastern Alps. *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* 131, 169–201.
- TOZER, E.T. 1990: How many Rhaetians? *Albertiana* 8, 10–14.
- TRÜMPY, R. 1980: *Geology of Switzerland*. Wepf & Co, Basel.
- TRÜMPY, R. & TROMMSDORFF, V. 1980: Alps of Eastern Switzerland. Excursion No. IV. In: *Geology of Switzerland* (Ed. by TRÜMPY, R.): Wepf & Co, Basel, 211–260.
- WURSTER, D. 1991: Zur Geologie der südwestlichen Ducan-Gruppe (Silvretta-Decke). Unpubl. Diplomarb. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich.
- ZAUGG, A. 1987: Geologische Untersuchungen der Sedimente und Vulkanite der Landwasserkette zwischen Sandhubel und Wiesen. Unpubl. Diplomarb. Univ. Bern.