

# Geologie, Stratigraphie und Paläogeographie

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **84 (1991)**

Heft 3: **[Emile Argand 1879-1940]**

PDF erstellt am: **07.07.2024**

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

## 2. Geologie, Stratigraphie und Paläogeographie

### *Geologische Übersicht*

Im Ducan- und Landwassergebiet zwischen Davos, Bergün und Tiefencastel (Fig. 1) sind mitteltriassische Karbonatgesteine grossflächig aufgeschlossen, die zur ursprünglichen Sedimentbedeckung der zentralostalpinen Silvretta-Decke gehören (Übersicht in TRÜMPY 1980). Im Ducangebiet liegt die Schichtreihe von der permischen Ruina-Formation bis zur rhaetischen Kössen-Formation in direktem stratigraphischen Kontakt auf den Gneissen und Amphiboliten des Silvretta-Kristallins (EUGSTER 1923; EICHENBERGER 1986). Während die permischen bis mitteltriassischen Formationen im steilgestellten und überkippten Südschenkel der Ducan-Synklinale prachtvoll aufgeschlossen sind, bilden die obertriassischen Schichten den durch alpine Abschiebungen stark gestörten Kern und den enorm ausgedünnten Nordschenkel (Fig. 2). Das Landwassergebiet besteht grösstenteils aus einer vom Silvretta-Kristallin abgescherten Platte von Sedimenten permischen bis spättriassischen Alters.

### *Stratigraphische Übersicht*

In der Trias der Silvretta-Decke sind vier grössere Transgressions-Regressions-Zyklen erkennbar (EICHENBERGER 1986). Der erste Zyklus beginnt im Perm mit bunten kontinentalen Konglomeraten und Sandsteinen (Ruina- und Chazforà-Formationen), die allmählich von küstennahen Sandsteinen und Dolomiten (Fuorn-Formation) ersetzt und von offenmarinen knolligen Kalken des Oberanis (Brachiopodenkalk der Ducan-Formation) überlagert werden. Den regressiven Abschluss bildet der flachmarine Trochitendolomit (Ducan-Formation) und eine Rauhacke an der Basis der S-charl-Formation (Fig. 3).

Ein zweiter Zyklus ist im späten Anis und Ladin durch den Aufbau einer komplexen Karbonatplattform ohne siliziklastischen Einfluss belegt: Bioturbirte Kalke und blonde Dolomite (S-charl-Formation) gehen in massige Dolomitbänke mit intraformationellen diagenetischen Brekzien (Vallatscha-Formation) und Einschaltungen dünnbankiger bitumenführender Kalke über (Prosanto-Formation). Hellgraue peritidale Dolomite der Altein-Formation und der Mingèr-Formation (Raibl-Gruppe) mit ihren siliziklastischen und evaporitischen Einschaltungen markieren den Höhepunkt der regressiven Phase im Karn (EICHENBERGER 1986; FRANK 1986).

Der mächtige peritidale Hauptdolomit des Nor dokumentiert den dritten, die (norisch)-rhaetische Kössen-Formation mit ihrer fossilreichen flachmarinen Wechselagerung von feinen Siliziklastika und Karbonaten einen vierten Zyklus.

### *Verbreitung, Lithologie und Alter der Prosanto-Formation*

Der Name «Prosantoschichten» wurde erstmals von LEUPOLD (1920) und EUGSTER (1922) für die kalkigen Einschaltungen über den «ladinischen» Dolomiten verwendet. Mit «Prosanto» wurde auf den topographischen Karten bis 1877 der heutige Piz Prosonch bei Bergün bezeichnet, wo die Mächtigkeit der dunklen Kalke mit 240 m ihr Maximum erreicht. Das Typusprofil der Prosanto-Formation (Fig. 3) von EICHEN-

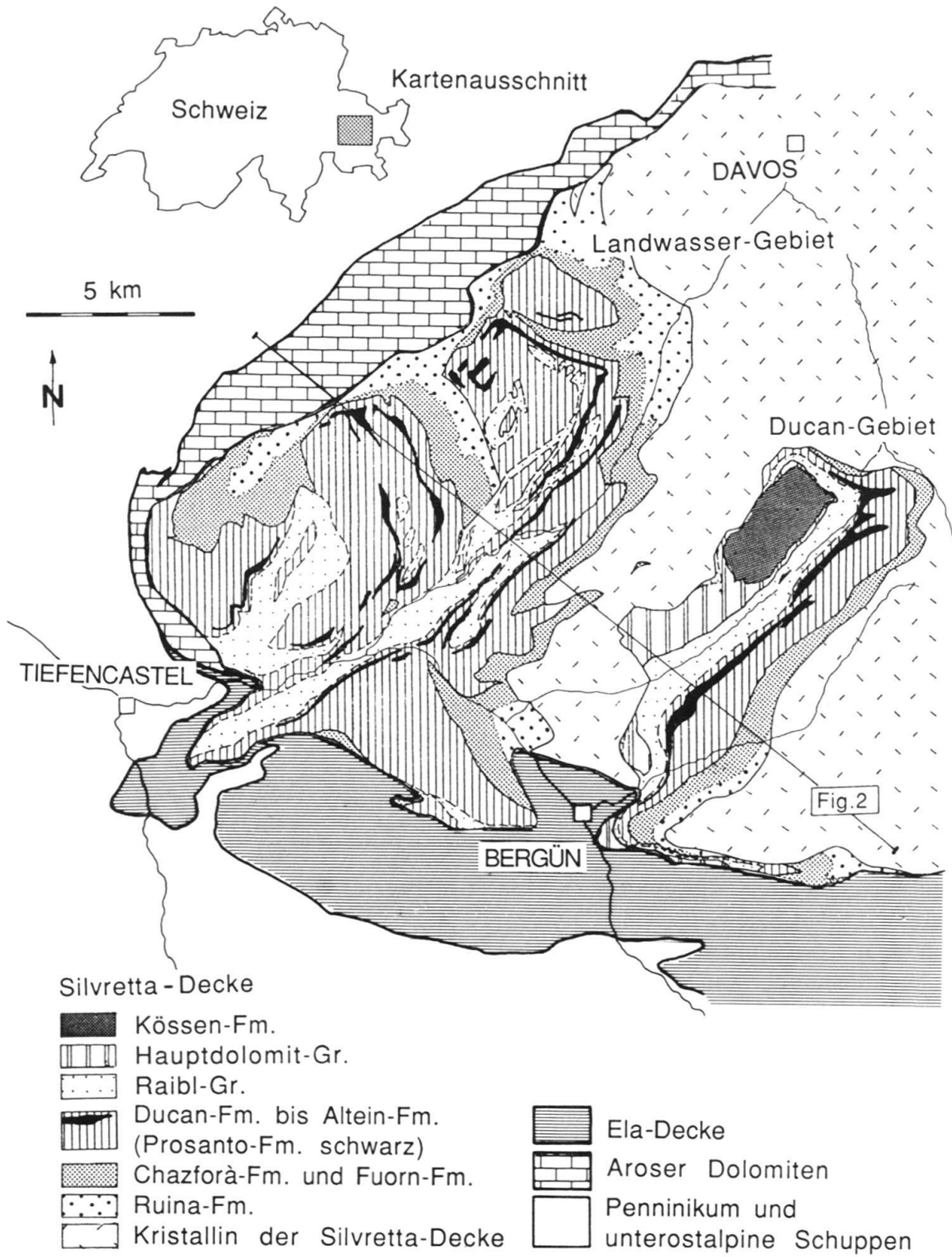


Fig. 1. Geologische Übersicht der Zentralostalpinen Decken in Mittelbünden. Die Verbreitung der Prosanto-Formation ist schwarz hervorgehoben.

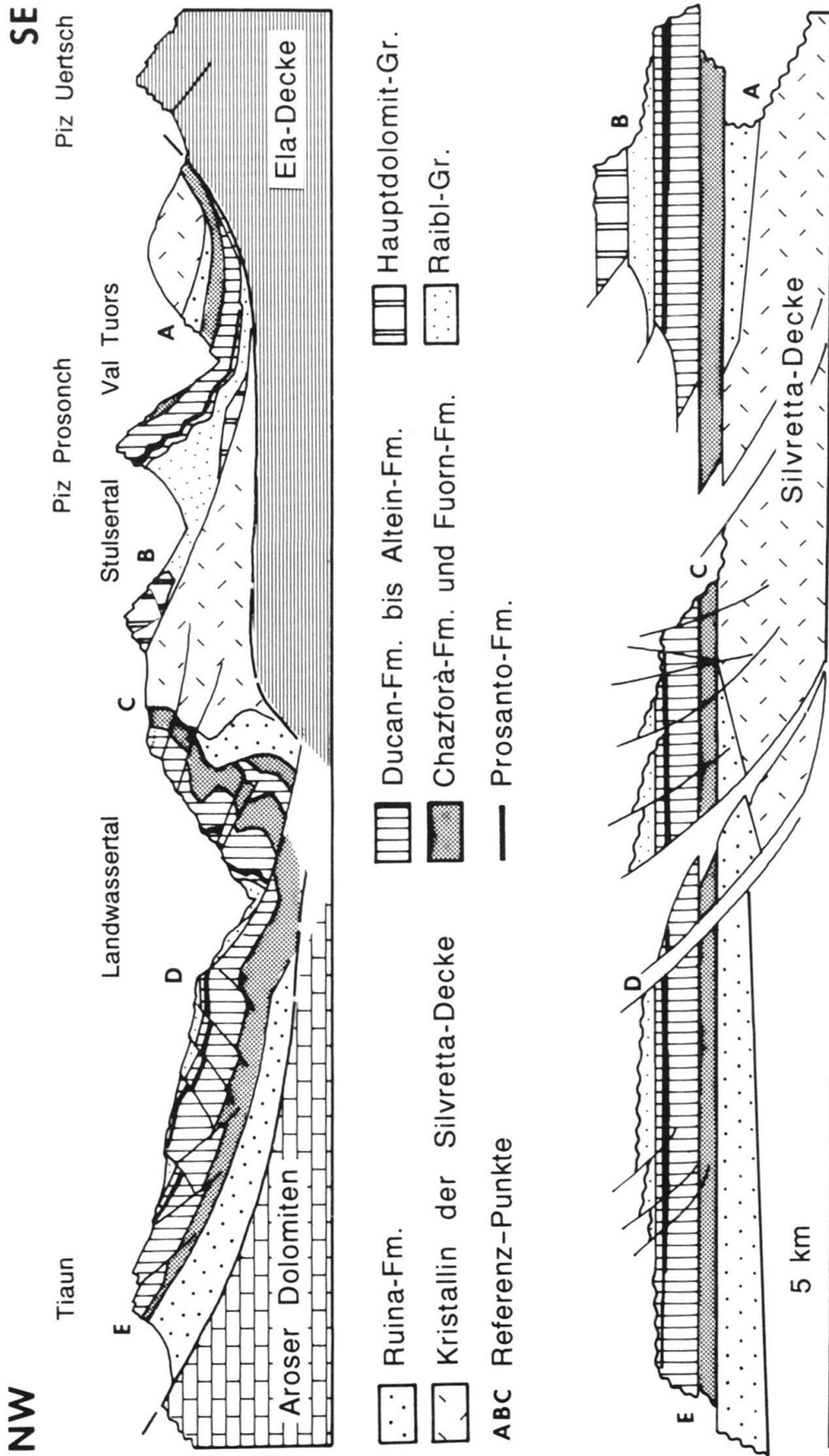


Fig. 2. Schematisches Profil durch das Ducan- und Landwassergebiet, westliche Silvretta-Decke (oben, Orientierung siehe Fig. 1). Die Abwicklung unten zeigt eine Rekonstruktion vor der Bildung der alpinen Falten und Abschiebungen (nach EICHENBERGER 1986).

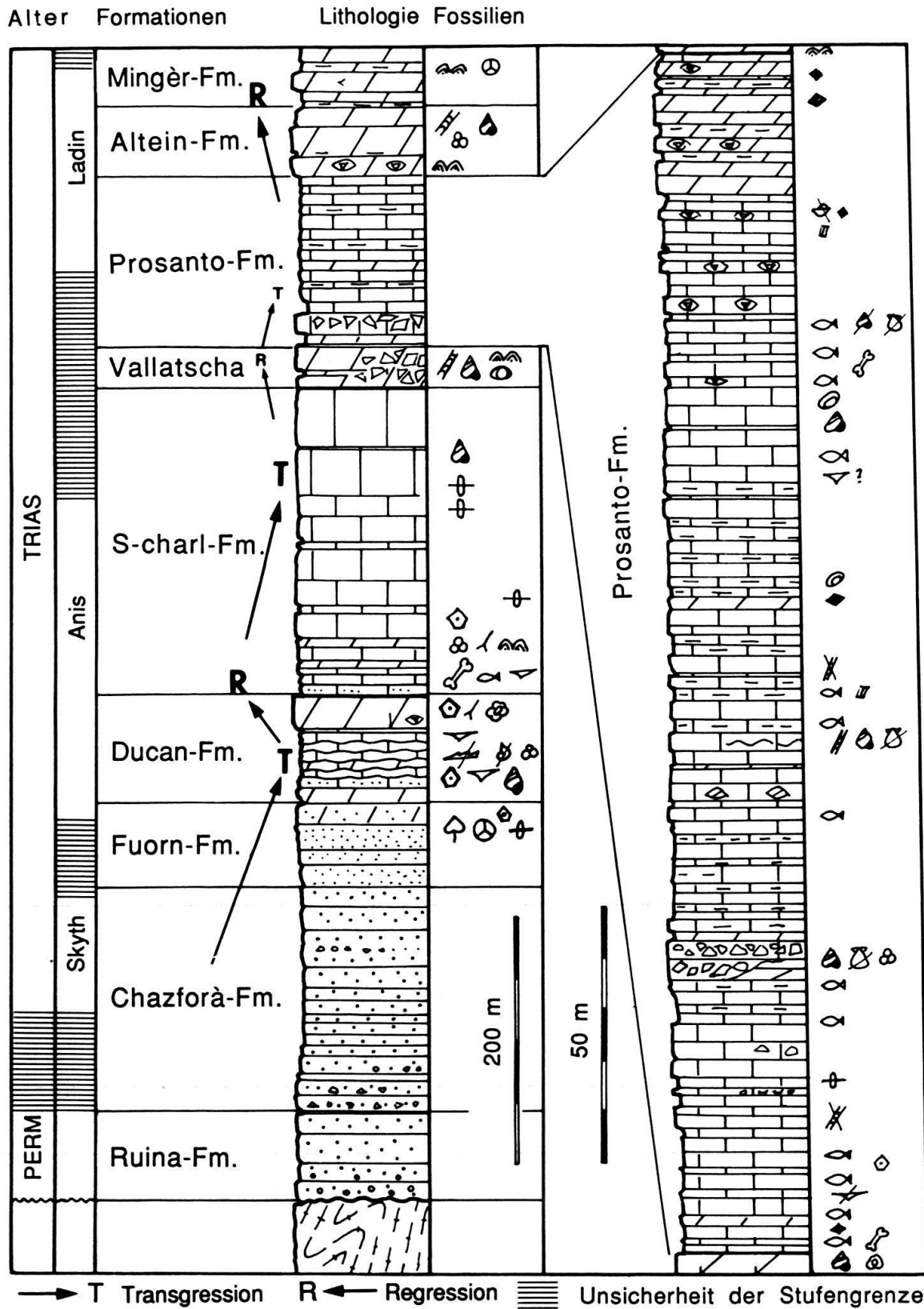


Fig. 3. Stratigraphisches Profil der Ducankette (westliche Silvretta-Decke): Die Schichtreihe vom oberen Perm bis zum Ladin kann in zwei grössere Transgressions (T)-Regressions (R)-Zyklen gegliedert werden. Der vergrösserte Ausschnitt rechts zeigt das Typusprofil der Prosanto-Formation am Piz Prosonch (nach EICHENBERGER 1986).

BERGER (1986) liegt am Nordgrat von P. 2760 (Koordinaten: 780.000/170.350/2400–780.200/170.150/2510).

Die Prosanto-Formation stellt eine besondere Fazies in der mittleren und oberen Vallatscha-Formation dar. Ihre dunkelgrauen bis schwarzen Kalkschiefer, plattigen Kalke und Dolomite heben sich deutlich von den aschgrauen, grobbankigen bis massigen Vallatscha-Dolomiten und den hangenden hellgrauen Altein-Dolomiten ab. Die Prosanto-Formation ist in der zentralen Ducankette mit über 200 m am mächtigsten ausgebildet und nimmt gegen Nordosten wie auch gegen Südwesten, wo sie im unteren Teil durch die obere Vallatscha-Formation vertreten wird, auf 80–100 m ab (Fig. 4). Der mittlere Teil ist teilweise dolomitisiert und enthält etwas mehr Ton. Im Landwassergebiet sind kalkige Prosanto-Schichten nur im Norden zwischen Strel und Tiaun erhalten. Im unteren Landwassertal, der Zügenschlucht und an der Muchetta werden die typischen Prosanto-Kalke in mehreren Niveaus durch etwas hellere feinkörnige Dolomite unterbrochen und schliesslich gegen Südwesten durch dickbankige Dolomite mit Pseudomorphosen nach Sulfatmineralen ersetzt, die sich am Lenzerhorn ganz im Vallatscha-Dolomit verlieren.

In den Unterengadiner Dolomiten finden sich nur in der Val Sesvenna und Val d'Uina dünnbankige plattige «Kalkschiefer» (KELLERHALS 1966) im oberen Vallatscha-Dolomit, die mit der Prosanto-Formation verglichen werden können.

Die Prosanto-Formation besteht überwiegend aus dünnbankigen, teils laminierten Kalken und Dolomiten (Mud- und Wackestones) und häufigen zentimeter- bis dezimetermächtigen Einschaltungen von Kalkareniten und Konglomeraten (Grain-, Pack- und Floatstones), die auch gradiert sein können. Kalkarenite, Konglomerate und Slumps wurden hauptsächlich in den unteren Prosanto-Schichten der östlichen Ducan-

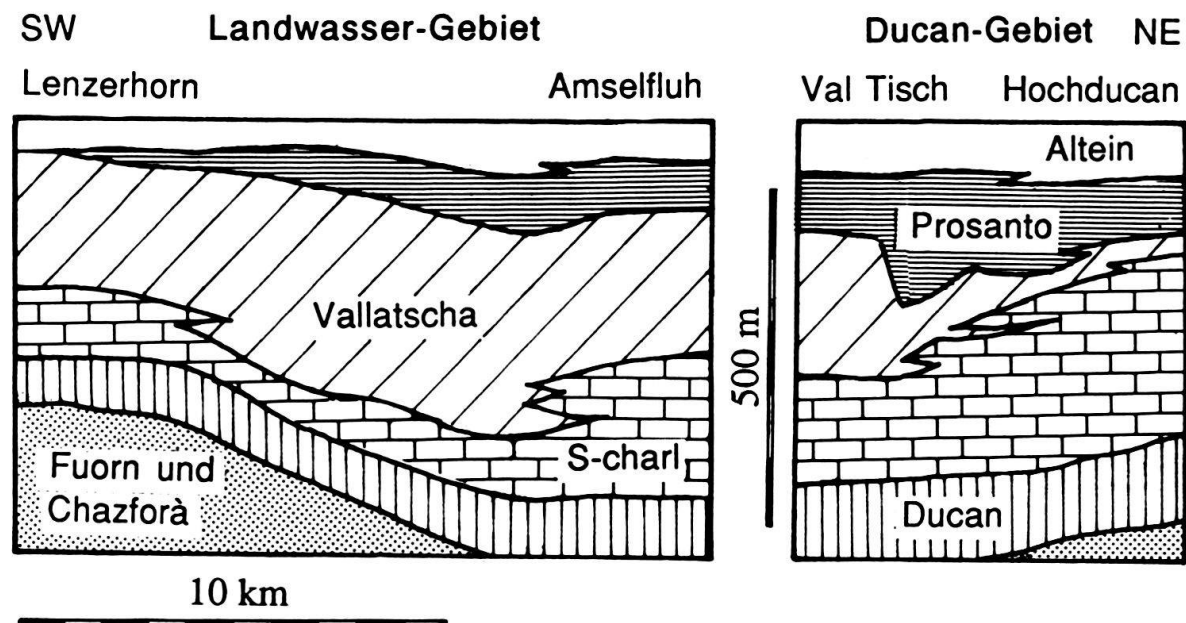


Fig. 4. Stratigraphisches Schema der Mitteltrias der Silvretta-Decke im Ducan- und Landwassergebiet. Die Prosanto-Formation erscheint als linsenartige Einschaltung im oberen Teil der Vallatscha-Formation. Die grösste Mächtigkeit wird im zentralen Ducangebiet erreicht und nimmt gegen NE wie gegen SW rasch ab (nach EICHENBERGER 1986).

kette und im südlichen Landwassergebiet beobachtet, wo die Kalkarenite bis in die oberen Prosanto-Schichten anhalten (EICHENBERGER 1986). Die Mudstones/Mikrite enthalten bis zu 2% Pelloide, Calcisphaeren, Schwammspiculae, Gastropoden, Bivalven und Ostracoden. Die Wackestones bestehen aus Gastropoden-Bio-Pelmikriten und Dasycladaceen-Bio-Intramikriten. Die Pack-, Float- und Grainstones führen Pelloide, Gastropoden, Bivalven, Serpuliden, Dasycladaceen, Intraklasten und selten Ooide. Der Anteil an detritischem Quarz und Muskowit in Silt- und Feinsandgrösse beträgt maximal 0,5%. Die fossilführenden, typisch laminierten Kalke im unteren und oberen Teil der Formation enthalten etwa 2% organisches Material. Authigener Pyrit ist sehr selten. Pseudomorphosen nach Sulfatmineralen (Anhydrit-, Gips- und Cölestinkristalle) treten vereinzelt in Kalken und Dolomiten auf. Quarzinsphärolithe und grössere Chertknollen konnten vor allem unter dem Altein-Dolomit beobachtet werden.

Das genaue Alter der Prosanto-Formation ist noch nicht geklärt. EUGSTER (1923) stellte sie nach lithostratigraphischen Vergleichen ins Karn. Mit Diploporen, die 1984 freundlicherweise von E. Ott (München) bestimmt wurden (siehe auch OTT 1972), konnten EICHENBERGER (1986) und FRANK (1986) aber zeigen, dass der hangende Altein-Dolomit noch ins Ladin gehören und die Ladin/Karn-Grenze höher in der Mingèr-Formation (untere Raibl-Gruppe) liegen dürfte. Mischpopulationen von *Diplopora annulatissima* PIA und *D. annulata* (SCHAFHÄUTL), wie sie von EICHENBERGER (1986) in der mittleren Prosanto-Formation am Piz Prosonch, in Prosanto-Dolomiten der Landwasserkette und aus der liegenden Vallatscha-Formation gefunden wurden, können nach E. Ott aus dem späten Anis oder Ladin stammen. Ein Fund von *Physoporella leptotheca* KOCHANSKY-DEVIDÉ in der unteren Prosanto-Formation des Stulsertals (EICHENBERGER 1986) schien auf spätanisisches Alter hinzuweisen, da diese Form damals nur im Oberanis des M. Popera in den Dolomiten (FOIS 1979) sicher datiert war. BRAGA (1986) konnte jedoch zeigen, dass *P. leptotheca* auch noch im Nor der Betischen Kordilleren (Spanien) auftritt.

Da etwa 300 m tiefer in der Ducan-Formation Conodonten des späten Anis entdeckt wurden (OUWEHAND 1984), dürfte anisisches Alter für die Prosanto-Formation wohl kaum in Frage kommen. Vergleiche der Wirbeltierfaunen (Kap. 9) zeigen eine gute Übereinstimmung mit den unteren Meride-Kalken des Monte San Giorgio. Dort liegen die Schichten mit *Neusticosaurus pusillus*, mit denen die Pachypleurosaurier der Prosanto-Formation am ehesten übereinstimmen dürften, stratigraphisch klar über der Anis-Ladin-Grenze (SANDER 1989a). Aufgrund der Reptilfauna ist eine Einordnung der Prosanto-Formation in das frühe Ladin möglich.

### *Paläogeographie*

In der Mitteltrias gehörte die Silvretta-Decke wie das übrige Ostalpin und das Südalpin zum nordwestlichen Randbereich der triassischen Tethys (BRANDNER 1984). In den Dolomiten und Bergamasker Alpen sowie in den zentralen und östlichen Nördlichen Kalkalpen war eine engräumige paläogeographische Gliederung von tieferen Becken und teilweise isolierten Karbonatplattformen entwickelt (BOSELLINI 1982). Das Zentralostalpin dagegen gehörte, zusammen mit dem Unterostalpin, den westlichen Nördlichen Kalkalpen und den westlichen Südalpen zu einer grossen, nur wenig

gegliederten Karbonatplattform, die sich über mehr als hundert Kilometer Länge und Breite zwischen dem offenen Ozean und den seichten epikontinentalen Randmeeren der sogenannten germanischen Fazies ausbreitete. Innerhalb dieser relativ seichten Karbonatplattform bildeten sich an verschiedenen Orten kleinere Becken, deren Verbindung zum offenen Meer oft stark eingeschränkt war. Tektonische Bewegungen, differentielle Subsidenz einzelner Schollen und globale Meeresspiegelschwankungen kontrollierten offenbar die Entstehung und Wiederauffüllung dieser plattforminternen Becken.

Wegen der alpin-tektonischen Deformation und anschließenden Erosion im Alpenraum, aber auch wegen der allgemein schwierigen Datierung von Plattformkar-

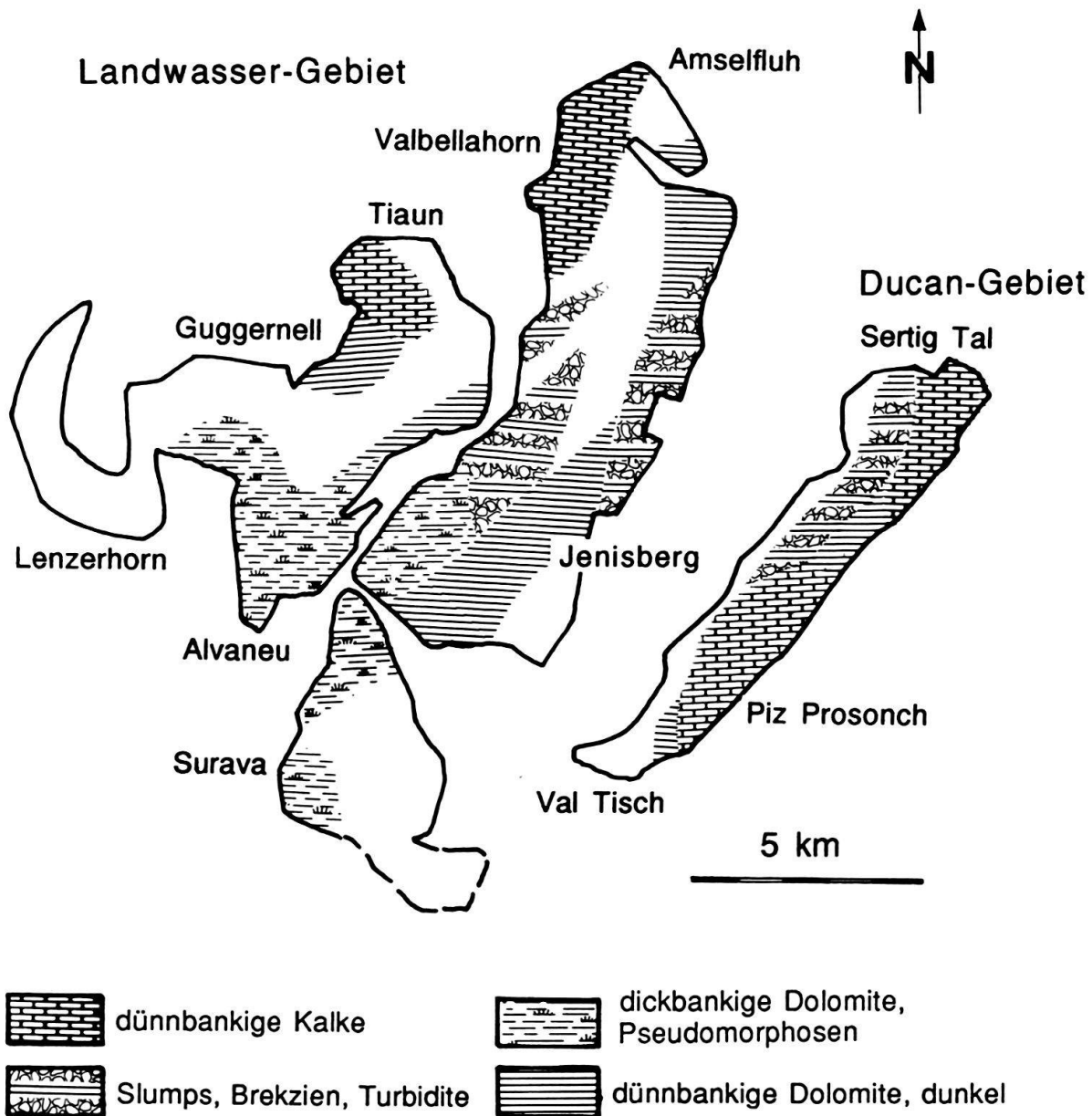


Fig. 5. Paläogeographie und Fazies der Prosanto-Formation in einer palinspastischen Rekonstruktion. In den leer gelassenen Flächen ist die Prosanto-Formation nicht erhalten geblieben (nach EICHENBERGER 1986).



bonaten, ist deren geographische und stratigraphische Verbreitung noch immer schlecht bekannt. Das trifft auch für die Mitteltrias der Silvretta-Decke zu, die im Ducan- und Landwassergebiet relativ grossflächig aufgeschlossen ist. Die rasche Zunahme der Gesamtmächtigkeit der Mitteltrias im Landwassergebiet (Fig. 4) dokumentiert eine verstärkte Subsidenz in dessen Nordostabschnitt und im Ducangebiet. Das schon in der Fuorn-Formation beobachtete Paläorelief mit verstärktem marinen Einfluss im Nordosten hielt offenbar bis Ende Mitteltrias an. Dies zeigt sich im nördlichen und östlichen Bereich im Andauern der kalkigen Stillwassersedimentation der S-charl-Formation, die sich nach kurzfristigem Unterbruch durch die von Südwesten progredierende flachmarine Plattformfazies der Vallatscha-Formation wieder in der Prosanto-Formation fortsetzte (EICHENBERGER 1986).

Nach der Fazieskarte (Fig. 5) liegt der zentrale Beckenbereich der Prosanto-Formation mit dunklen Kalken und Dolomiten im Ducan- und im nordöstlichen Landwassergebiet. Slumps, Brekzien und Turbidite markieren den Beckenrand im zentralen Landwassergebiet und möglicherweise eine beckeninterne Bruchstufe in der nordwestlichen Ducankette. Die Wechsellagerung von typisch dünnbankigen Prosanto-Dolomiten und helleren dickbankigen Dolomiten mit Pseudomorphosen nach Sulfatmineralen im südwestlichen Landwassergebiet deutet auf eine rampenartige Übergangszone zu den Flachwasserkarbonaten der Vallatscha-Formation. Nach der palinspastischen Rekonstruktion von EICHENBERGER (1986) nahmen die heute noch erhaltenen Prosanto-Schichten ursprünglich eine Fläche von  $15 \times 15$  km ein (Fig. 5), sind aber am Nordrand in der Landwasserkette und am Ostrand in der Ducankette erosiv abgeschnitten. So dürfte das ganze Becken einen Durchmesser von mindestens 20 km aufgewiesen haben.

### 3. Pflanzen

#### Stromatolithen

Typisch für die Prosanto-Formation sind laminierte Kalke welche aus einer unregelmässigen Wechsellagerung von dunkelgrauen mikritischen Kalklagen und schwarzen, tonreichen Häutchen bestehen. Die ebenen Kalklagen sind 0,1–3 mm dick und oft undeutlich gradiert. Die nur 0,1–0,3 mm dünnen tonreichen Häutchen oder Laminae sind meist gekräuselt. Dazwischen treten etwas dickere, gefleckte Kalklagen mit sparitisch zementierten Hohlraumgefügen auf. Vereinzelt sind Lagen dolomitiert und heben sich durch ihre beige Anwitterungsfarbe deutlich ab. Sie zeichnen deutlich die Slump-Strukturen nach und sind als flache, kantengerundete Komponenten in «flat pebble»-Konglomeraten enthalten.

Die gekräuselten Laminae werden im Sinne von BURNE & MOORE (1987) als Stromatolithen bezeichnet. Nach der von KRUMBEIN (1983) vorgeschlagenen Definition sollte der Begriff Stromatolithen auf laminierte Gesteine beschränkt werden, deren Entstehung eindeutig auf die Aktivität von Mikroben-Gemeinschaften zurückgeführt werden kann. Rezente oder potentielle «Stromatolithen» verdanken ihre Bildung hauptsächlich der Aktivität von Cyanophyceen, die einerseits Sedimentpartikel binden, andererseits in ihren Schleimhüllen eine extracelluläre Mineralisierung durch Calcit ermöglichen. Neben den phototrophen Cyanophyceen sind in potentiellen Stro-