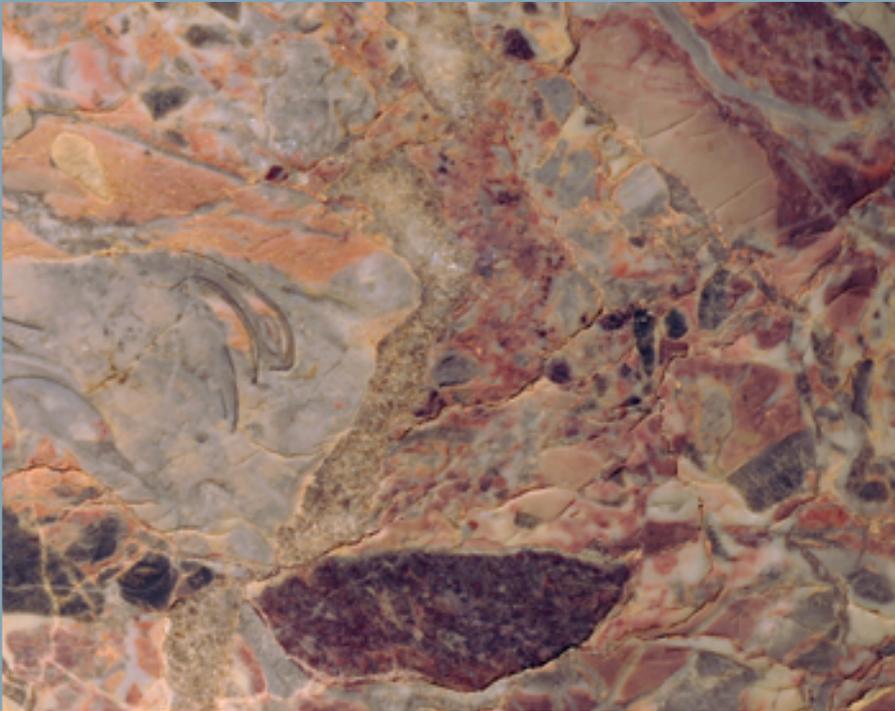


1237 Albulapass

Erläuterungen

HEINZ FURRER, NIKOLAUS FROITZHEIM,
MAX MAISCH und HANS HEIERLI †

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2015

81

Geologischer Atlas der Schweiz
Atlas géologique de la Suisse
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

1237 Albulapass

Erläuterungen

26 Textfiguren, 3 Tabellen und 1 Tafelbeilage

verfasst von

HEINZ FURRER, NIKOLAUS FROITZHEIM,
MAX MAISCH und HANS HEIERLI †

2015



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

BEARTH, P., HEIERLI, H. & ROESLI, F. (1987): Blatt 1237 Albulapass. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 8I.

Erläuterungen

FURRER, H., FROITZHEIM, N., MAISCH, M. & HEIERLI, H. (2015): Blatt 1237 Albulapass. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 8I.

Titelbilder

Umschlag

Falten in den Sedimentabfolgen der Allgäu-Formation (Ela-Decke), Ostflanke des Piz Üertsch. Foto N. Froitzheim.

Erläuterungen

Alv-Brekzie der Ela-Decke mit Trümmern von Hauptdolomit und Kalk der Kössen-Formation und Bruchstücken von Gastropoden in einer gelben bis rötlichen tonig-kalkigen oder dolomitisierten Grundmasse. Pkt. 2316.8 östlich des Albulapasses (Koord. 784.900/162.150). Foto H. Furrer.

Herausgeber

© 2015, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40092-1



INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort des Herausgebers	4
Zusammenfassung	5
Resumaziun	6
Résumé	7
Riassunto	8
Summary	9
Einführung	10
Stratigraphie und Petrographie	12
Unterostalpin	12
Err-Deckenkomplex	12
Bernina-Deckenkomplex	22
Oberostalpin	37
S-charl-Decke	37
Silvretta-Decke	38
Quartär	51
Pleistozän	52
Holozän	56
Tektonik	65
Unterostalpin	69
Oberostalpin	82
Störungen	86
Tektonometamorphe Entwicklung	89
Ordovizischer Zyklus und ältere Relikte	89
Variszischer Zyklus	90
Alpiner Zyklus	91
Mineralische Rohstoffe und Bergbau	98
Technische Geologie	101
Hydrologie	104
Literaturverzeichnis	107
Publizierte geologische Karten	115

VORWORT DES HERAUSGEBERS

Das Blatt 81 Albulapass des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 liefert eine umfassende und detaillierte Bestandesaufnahme der geologischen Verhältnisse im Bereich der Albula-Steilzone, die den steilgestellten und verfalteten Grenzverlauf zwischen dem Unter- und dem Oberostalpin repräsentiert.

Die kristallinen Anteile der Silvretta-Decke sowie das Seja- und das Bugliana-Kristallin wurden von Prof. Dr. P. Bearth† von 1928 bis 1931 und von 1964 bis 1973 kartiert. Die geologische Aufnahme des Kristallins der Err-Decke und – mit Ausnahme des Gebiets südöstlich von Piz Mezzaun – sämtlicher im Kartengebiet vorkommenden Sedimente erfolgte zwischen 1957 und 1968 durch Dr. H. Heierli†. Das Gebiet südöstlich des Piz Mezzaun wurde von Dr. F. Roesli† zwischen 1923 und 1925 bearbeitet. Zum Zeitpunkt der Drucklegung der geologischen Karte 1987 (Redaktion Dr. L. Jemelin, Kartografie K. Daepf und R. Trüssel, swisstopo) lagen die Erläuterungen noch nicht vor.

Eine frühere Version der Erläuterungen wurde 2006 von Prof. Dr. em. A. Pfiffner, Prof. Dr. T. Peters†, Prof. Dr. N. Froitzheim und Dr. H. Furrer begutachtet. Da jedoch viele Beschreibungen nicht dem damaligen Stand der Wissenschaft entsprachen und Dr. H. Heierli zu diesem Zeitpunkt leider bereits verstorben war, wurden die vorliegenden Erläuterungen in verdankenswerter Weise von Dr. H. Furrer (Stratigraphie und Petrographie), Prof. Dr. N. Froitzheim (Tektonik, tektonometamorphe Entwicklung) und Prof. Dr. M. Maisch (Quartär) überarbeitet.

Die wissenschaftliche Begutachtung wurde von der Schweizerischen Geologischen Kommission koordiniert. Die Kommentare von Prof. Dr. em. A. Pfiffner und Prof. Dr. G. Manatschal haben wesentlich zur Verbesserung des Manuskripts beigetragen. Dr. S. Kock (Sieber Cassina+Handke AG, Chur) und P. Loser (Rhätische Bahn AG, Chur) stellten umfangreiche Unterlagen zu dem im Bau befindlichen neuen Albulatunnel zur Verfügung. Weitere Beiträge lieferten ausserdem Dr. Y. Gouffon, Dr. M. Beres, MSc A. Rauch und MSc D. Czerski. Die Redaktion der Erläuterungen seitens der Landesgeologie erfolgte durch Dr. L. Jemelin und Dr. A. Isler und ab 2011 durch Dr. M. Wiederkehr mit Unterstützung von Dr. R. Burkhalter (Lektorat). Die Textfiguren und die Tafel mit den geologischen Profilen wurden von R. Casty, P. Berger, R. Trüssel und Dr. M. Wiederkehr grafisch bearbeitet, den Schriftsatz gestaltete E. Guanter.

Die Geologische Landesaufnahme dankt den Autoren und allen Beteiligten für die geleistete Arbeit, für ihre Beiträge und die Weitergabe von Informationen.

RESUMAZIUN

La regiun dal feigl da l'Atlas geologic Pass da l'Alvra cumpiglia crappa cristallina e sedimentara da l'Austroalpin inferior e superior en la regiun confinanta tranter il Grischun Central e l'Engiadin'Ota. La Stresa da Silvretta, a la quala è er attribuidas las Lentas Subsylvrettidas ed il «Dolomit da S-chanf», represchenta l'unitad tectonica la pli auta da la charta ed occupescha la part dal nord da quella. Ella cumpiglia principalmain crappa cristallina prevariszica (surtut ortognais u paragnais). Unicamain en il nordvest (Val Tuors, Val Tisch) è exposta la cuvrada autoctona da sediments permotriassics da la Stresa da Silvretta.

La Stresa da l'Err en la part sid da la regiun cartada represchenta l'unitad tectonica la pli bassa e consista surtut da granit e granodiorit («Granit d'Alvra») variszics tardivs e postvariszics, sco era da serias sedimentaras triassicas fin cretazsicas. Ella vegn attribuida al Complex da stresas da l'Err ensemien cun las serias da Bugliauna ed era cun il cristallin da Seja e da Bugliauna a l'ost da l'Accident tectonic da l'Engiadina.

Tranter las unitads cristallinas da la Stresa da Silvretta e quella da l'Err furman las serias sedimentaras mesozoicas da la Stresa da l'Ela e da la Zona stippa da l'Alvra la part centrala da la regiun da la charta.

La Stresa da l'Ela vegn interpretada en quest text explicativ sco part dal Complex da stresas dal Bernina. Tar quel vegn era quintà l'Element da Corn, la Squama da Müsella e la Squama dal Mezzaun a l'ost da l'Accident da l'Engiadina.

La Zona stippa da l'Alvra consista d'in pachet faudà da squamas tectonicas. Ella vegn interpretada sco zona da stuschada sanestrals orientada ost-vest, cunter la quala è vegnida stimplada la Stresa da Silvretta vinavant vers vest relativamain a las stresas suandantas al sid, la Stresa da l'Ela e la Stresa da l'Err.

La crappa e las estructuras che sa chattan en la regiun da la charta permettan da reconstruir il svilup geodynamic alpin da l'Austroalpin a partir da la tectonica d'extensiuin en il Giura tempriv fin mesaun en connex cun l'avertura da l'Ocean Piemuntais-Liguric fin tar la tectonica liada a la collisiun durant la crida ed il paleogen. L'ultim grond eveniment en la regiun dal feigl Pass da l'Alvra è la furmaziun da l'Accident tectonic da l'Engiadina.

Ils deposits glazials ils pli vegls en la regiun derivan il pli baud dal tardiglazial mesaun fin giuven da l'ultim temp da glatsch. Tar ils stadis da retratga è segirà tant enavant unicamain il Stadi da Daun; tar ils vadretgs locals pon ins demussar cun morenas lateralas e frontals ina u pliras avanzadas dal Stadi dad Egesen.

RÉSUMÉ

La région de la feuille Albulapass se situe à cheval entre la partie centrale des Grisons et la Haute Engadine. Son relief est taillé dans des roches sédimentaires et cristallines appartenant à l'Austroalpin inférieur et supérieur. La nappe de la Silvretta, à laquelle se rattachent les lentilles subsilvrettides et la «Dolomie de S-chanf», représente l'unité tectonique la plus élevée de la région et en occupe la partie nord. Cette nappe est composée principalement de roches cristallines anté-varisques (surtout ortho- et paragneiss); sa couverture permotriasique autochtone n'affleure que dans la partie nord-ouest de la région (Val Tuors, Val Tisch).

La nappe d'Err, dans la partie sud de la carte, représente l'unité tectonique la plus basse. Elle consiste essentiellement en granites et granodiorites tardi- à post-varisques («Granite de l'Albula») ainsi qu'en une série sédimentaire triasique à crétacée. Elle se rattache au complexe de nappes d'Err avec, à l'est de l'accident de l'Engadine, la série de Bugliauna, le cristallin du Seja et celui de Bugliauna.

Entre les unités de cristallins de la nappe de la Silvretta et ceux du complexe de nappes d'Err, la partie centrale de la région couverte par la feuille est occupée par les séries sédimentaires triasiques à crétacées de la nappe d'Ela et de la zone de l'Albula. Dans la présente notice explicative, la nappe d'Ela est interprétée comme appartenant au complexe de nappes de la Bernina, tout comme l'élément du Corn et les écailles du Müsella et du Mezzaun à l'est de l'accident de l'Engadine. La zone de l'Albula est composée d'un em-pilement replissé d'écailles; elle est interprétée comme une zone de cisaillement senestre E-W, le long de laquelle la nappe de la Silvretta, au nord, est déplacée vers l'ouest par rapport aux nappes d'Err et d'Ela situées au sud.

Les roches et les structures observées sur le territoire de la feuille Albulapass permettent de reconstituer l'histoire géodynamique de l'Austroalpin, depuis l'extension jurassique et l'ouverture de l'océan piémontaisligure jusqu'aux déformations crétacées à paléogènes dues à la collision des plaques tectoniques. Le dernier grand épisode de déformation est représenté par l'accident de l'Engadine.

Les plus anciens dépôts glaciaires du secteur couvert par la feuille Albulapass datent au plus tôt du tardiglaciaire moyen à supérieur de la dernière glaciation. Seul le stade de retrait du Daun peut ici ou là être déterminé. Des moraines latérales et frontales témoignent d'une ou plusieurs avancées de glaciers locaux lors du stade d'Egesen.

RIASSUNTO

La regione del foglio dell'Atlante geologico Albulapass si trova al limite tra i Grigioni Centrali e l'Alta Engadina e comprende le rocce cristalline e sedimentarie dell'Austroalpino inferiore e superiore. La Falda della Silvretta, alla quale vengono attribuite le Lenti Subsilsivrettide e la «Dolomite di S-chanf», rappresenta l'unità tettonica più alta nell'area della carta e ne occupa tutta la parte nord. Questa falda è composta principalmente da rocce cristalline prevarisiche (soprattutto orto- e paragneiss); la sua copertura autoctona di sedimenti permotriassici affiora solo nel nordovest (Val Tuors, Val Tisch).

La Falda di Err, nella parte sud della carta, rappresenta l'unità tettonica più profonda ed è costituita principalmente da granito e granodiorite tardo- fino a postvarisici («Granito dell'Albula») e da serie sedimentarie triassiche a cretache. Essa, insieme alle serie della Bugliauna e ai cristallini della Seja e della Bugliauna a est dell'Incidente tettonico dell'Engadina, è associata al Complesso della Falda di Err.

Tra le unità cristalline della Falda della Silvretta e il Complesso della Falda di Err, nella parte centrale della carta, si trovano le serie sedimentarie triassico-cretache della Falda di Ela e la Zona ripida dell'Albula. Nelle presenti note esplicative la Falda di Ela è interpretata come facente parte del Complesso della Falda del Bernina, al quale vengono attribuiti anche l'Elemento di Corn e le scaglie del Mùsella e del Mezzaun a est dell'Incidente tettonico dell'Engadina. La Zona ripida dell'Albula è costituita da un accata-stamento ripiegato di scaglie tettoniche ed è interpretata come una zona di frattura sinistra orientata E-W, lungo la quale la Falda della Silvretta, a nord, presenta un movimento verso ovest rispetto alle falde Ela e Err situate più a sud.

Le rocce e le strutture osservate nella regione della carta permettono una ricostruzione dello sviluppo geodinamico dell'Austroalpino, dalla tettonica estensiva del primo e medio Giurassico associata all'apertura dell'oceano Ligure-Piemontese, fino alla tettonica collisionale durante il Cretacico e il Paleogene. L'ultimo grande evento di deformazione nella regione del foglio Albulapass è rappresentato dall'Incidente tettonico dell'Engadina.

I più vecchi depositi glaciali nel settore della carta risalgono al più presto al periodo tardiglaciale medio a tardivo dell'ultima era glaciale. Solamente la fase di ritiro dello stadio di Daun è stata qua e là determinata; delle morene laterali e terminali testimoniano di uno o più avanzamenti dei ghiacciai locali durante lo stadio di Egesen.

SUMMARY

The area covered by the Albulapass Atlas sheet comprises lower and upper Austroalpine sedimentary cover and crystalline basement rocks in the border region between Mittelbünden and Oberengadin. The Silvretta Nappe, including the Subsilsivrettiden Lenses and the «S-chanf Dolomite», represents the highest tectonic unit in the map area and encompasses the northern region. It consists mostly of pre-Variscan crystalline basement rocks (mainly ortho- and paragneisses), and the autochthonous Permo-Triassic sedimentary cover of the Silvretta Nappe is exposed only in the northwest (Val Tuors, Val Tisch).

The Err Nappe in the southern portion of the map area represents the lowest tectonic unit and is principally composed of Late to Post-Variscan granite and granodiorite («Albula Granite») and Triassic to Cretaceous sedimentary sequences. The Err Nappe together with the Bugliauna Series and the Seja and Bugliauna basement east of the Engadine Fault are assigned to the Err Nappe Complex.

Triassic to Cretaceous sedimentary sequences of the Ela Nappe and the Albula Steep Zone between the crystalline basement units of the Silvretta Nappe and the Err Nappe complex constitute the middle portion of the map area. In the explanatory notes at hand, the Ela Nappe is interpreted as a part of the Bernina Nappe Complex, to which the Corn Element and the Mùsella and Mezzaun Slices east of the Engadine Fault are also assigned. The Albula Steep Zone is made up of a folded accumulation of tectonic slices and is interpreted as a E–W striking sinistral shear zone, along which the Silvretta Nappe moved westward relative to the southern Ela and Err Nappes.

The exposed rocks and the observed structures in the map area allow the reconstruction of the Alpine geodynamic evolution of the Austroalpine domain – from the Early to Middle Jurassic extensional tectonics, associated with the opening of the Piemont-Liguria Ocean, to the Cretaceous and Paleogene collisional tectonics. The final deformation event in the area covered by the map sheet is the formation of the Engadine Fault.

The oldest glacial deposits in the map area probably date back to the middle to the younger Late Glacial of the Last Glacial Maximum. The Daun Stage is the only retreat stage that can be assigned with some certitude. Several advances of local glaciers during the Egesen Stage can be verified by the remaining ablation and terminal moraines.

EINFÜHRUNG

Das Gebiet von Blatt 1237 Albulapass umfasst eine Gebirgslandschaft im Grenzgebiet zwischen Mittelbünden und Oberengadin, zwischen dem knapp ausserhalb gelegenen Bergün im Westen und S-chanf im Osten. Der Norden des Kartengebiets wird von der Kristallinmasse des Piz Kesch dominiert. Der zentrale Abschnitt mit dem Albulapass (Pass d'Alvra) liegt in stärker erodierten Sedimentgesteinen, welche auch die markante Dolomitekette des Piz Üertsch aufbauen. Im Süden des Kartengebiets befindet sich die hauptsächlich aus Kristallingesteinen bestehende Kette der Crasta Mora.

Die im Norden verbreiteten Kristallingesteine des Keschgebiets und die Sedimentabfolgen des unteren Val Tuors gehören zur höchsten tektonischen Einheit im vorliegenden Gebiet, der oberostalpinen Silvretta-Decke, zu der auch die boudinartig auftretenden Karbonatgesteine der Subsilyrettiden Linsen und des «Dolomits von S-chanf» zugeordnet werden. Die Subsilyrettiden Linsen und der «Dolomit von S-chanf» wurden vom Kartenautor H. Heierli noch als eigenständige, von der Silvretta-Decke losgelöste tektonische Elemente interpretiert und der S-charl-Decke zugeordnet (s.S. 82ff.).

Die in der Kartenlegende noch dem Oberostalpin zugewiesene Ela-Decke wird nach FROITZHEIM et al. (1994) dem Unterostalpin zugerechnet (s.a. BWG 2005). In einer neueren Arbeit wird die Ela-Decke allerdings wieder mit der Ortler-Decke parallelisiert und somit ins Oberostalpin gestellt (MOHN et al. 2011). Die Ela-Decke erstreckt sich von der Ela-Gruppe westlich von Bergün über die Hänge nördlich des Albulapasses – im Piz Üertsch (3268 m ü. M.) kulminierend – bis ins Oberengadin bei S-chanf. Ihre Schichtreihe umfasst nur Sedimentgesteine von der Späten Trias bis zur Frühen Kreide.

Das auf der Karte noch der oberostalpinen Languard-Decke zugeordnete Corn-Element (mesozoische Sedimente) und die Müssella-Schuppe (Kristallin) sind nur östlich des Oberengadins, am Munt Müssella, aufgeschlossen und werden heute zum unterostalpinen Bernina-Deckenkomplex gestellt.

Die Mezzaun-Schuppe und die Bugliauna-Serien wurden auf der Karte dem Bernina-Deckenkomplex zugeordnet, wie auch deren Basis, das Seja- und das Bugliauna-Kristallin. In neueren Arbeiten (SCHMID & FROITZHEIM 1993, FROITZHEIM et al. 1994) wird die Mezzaun-Schuppe weiterhin dem Bernina-Deckenkomplex zugewiesen, die Bugliauna-Serien sowie das Seja- und Bugliauna-Kristallin werden jedoch zum Err-Deckenkomplex gestellt.

Die Albula-Steilzone¹⁾, die sich von Punt Ota nordwestlich von Preda über den Albulapass bis nach Zuoz erstreckt, verkörpert eine komplexe Schuppenzone zwischen der Ela-Decke im Norden und der Err-Decke im Süden. Die sich im

¹⁾ Die in der Kartenlegende aufgeführte Bezeichnung «Albula-Zone» wird gemäss FROITZHEIM et al. (1994) in den vorliegenden Erläuterungen durch Albula-Steilzone ersetzt.

Streichen ablösenden Schuppen können entweder dem Bernina- oder dem Err-Deckenkomplex zugeordnet werden (s.S. 73 ff).

Die tiefste tektonische Einheit des Gebiets ist die Err-Decke, die das hauptsächlich aus Kristallingesteinen bestehende Gebirgsmassiv beidseits des Val Bever (Piz Bial-Crasta Mora, Piz Muottas) aufbaut. Das Kristallin der Err-Decke ist stark verschuppt und in einzelne Grossschollen zerlegt. Keile der ehemaligen Sedimentbedeckung finden sich im Gipfelbereich des Piz Bial sowie am Nordhang auf Murtel Trig. Die Err-Decke, die Bugliauna-Serien sowie das Seja- und Bugliauna-Kristallin werden als Err-Deckenkomplex zusammengefasst.

STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

H. Heierli verwendete bei seiner langjährigen Kartierung im Albulagebiet stratigraphische Begriffe, die von EUGSTER (1923a), EGGENBERGER (1926) und RÖSLI (1927, 1944, 1945) für das Ostalpin Graubündens eingeführt wurden und bis etwa 1980 (u.a. auch in HEIERLI 1955) in Gebrauch waren. 1985 wurde im Rahmen eines Projekts des Schweizerischen Nationalfonds eine möglichst einheitliche lithostratigraphische Nomenklatur für die Sedimentgesteine der ostalpinen Decken der Schweiz vorgeschlagen (FURRER 1985). Dabei wurden die von DÖSS-EGGER et al. (1982) für die oberostalpinen Decken der Engadiner Dolomiten definierten Formationsnamen weitgehend auf die übrigen ostalpinen Decken Graubündens ausgeweitet. Beim Druck der vorliegenden Karte im Jahre 1987 wurden diese neuen lithostratigraphischen Begriffe nur teilweise übernommen. In den vorliegenden Erläuterungen werden grundsätzlich die heutigen Bezeichnungen der lithostratigraphischen Einheiten und Altersangaben verwendet. Bei angepassten stratigraphischen Bezeichnungen wird jeweils die aktuell gültige Nomenklatur aufgeführt und nachfolgend, in eckigen Klammern, diejenige der Kartenlegende. Des Weiteren sei hier auch auf das Lithostratigraphische Lexikon der Schweiz stratiCH (<http://www.strati.ch/>) verwiesen. In Figur 1 sind die lithostratigraphischen Einheiten der unter- und oberostalpinen Decken im Bereich des Kartengebiets aufgelistet.

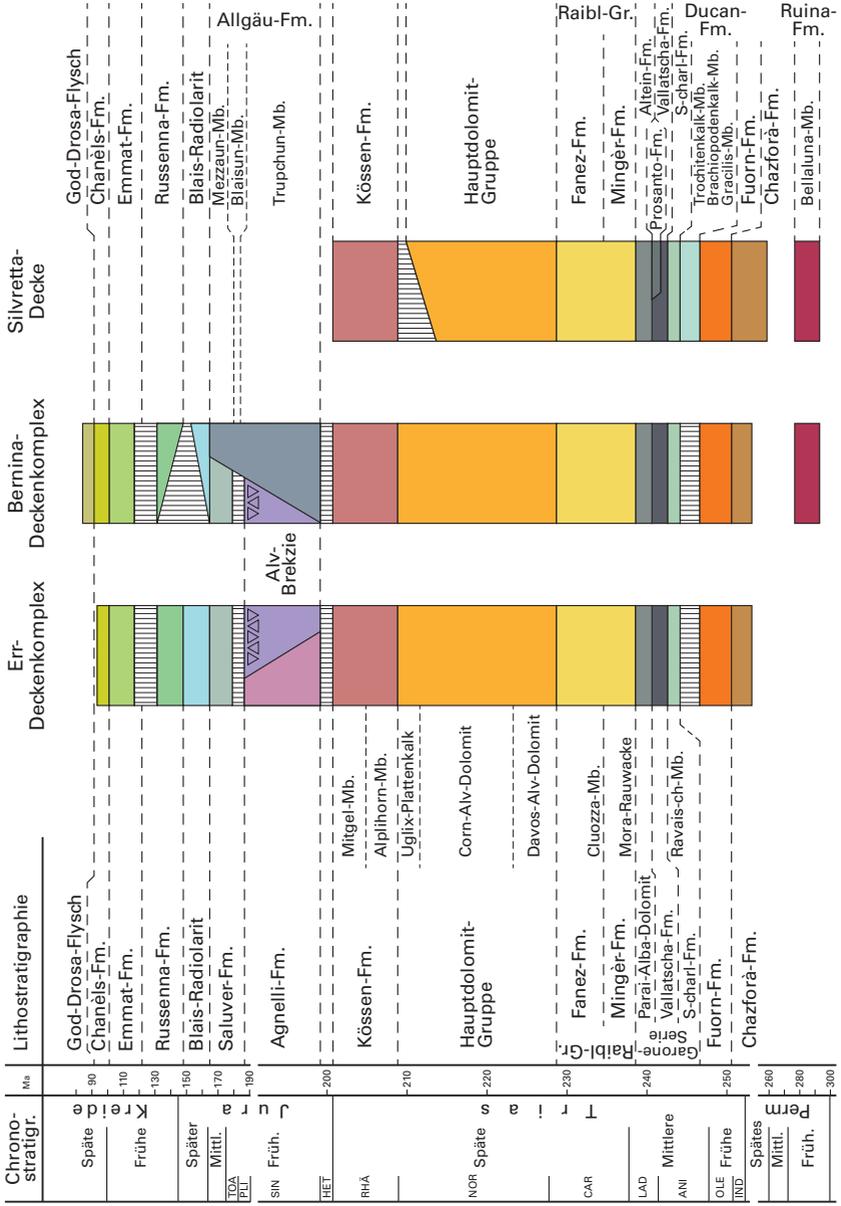
UNTERSTALPIN

ERR-DECKENKOMPLEX

CARUNGAS- UND ROCCABELLA-EINHEIT

Im Albulatunnel wurde entlang einer Störungszone innerhalb des «Albula-Granits» eine 65 m lange Strecke mit mylonitisierten mesozoischen Sedimentgesteinen aufgeföhrt (Taf. I, Profil 1, «Tonschiefer und Mergel der Trias» nach TARNUZZER 1904). Möglicherweise repräsentieren diese Sedimentgesteine von unten eingeschuppte Partien des Verkehrtshenkels bzw. des Liegenden der Err-Decke und wären mit der Carungas- und der Roccabella-Einheit zu korrelieren, die im hinteren Val Bever in zwei tektonischen Fenstern aufgeschlossen sind

Fig. 1: Stratigraphisches Schema der unter- und oberostalpinen Einheiten im Gebiet von Blatt Albulapass.



(s. Bl. Bivio, PETERS et al. 2007). Die Carungas- und die Roccabella-Einheit sind tiefere Einheiten des Err-Deckenkomplexes und liegen unter der Err-Decke (Lower Err Unit nach MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997).

ERR-DECKE

Entsprechend der Kartierung von H. Heierli werden nachfolgend neben dem Kristallin nur die Sedimentgesteine der Err-Decke im engeren Sinne beschrieben. Diese sind im Profil am Piz Bial und in den Sedimentkeilen an der Stirn der Err-Decke, insbesondere auf beiden Talflanken von Murtel Trigd, gut aufgeschlossen. Die Sedimentgesteine der Tschitta-Zone, die sich von Punt Ota am westlichen Kartengebietsrand ins Val Zavretta erstreckt, werden entsprechend der Karte im Kapitel des Bernina-Deckenkomplexes (Schuppen der Albula-Steilzone, Mezzaun-Schuppe und Bugliauna-Serien, s.S. 22ff.) beschrieben, obwohl diese nach dem aktuellen Wissensstand dem Err-Deckenkomplex zugeordnet werden. Im südwestlich anschliessenden Atlasblatt Bivio werden die Sedimentgesteine der Tschitta-Zone als Teil der Carungas- und der Roccabella-Einheit interpretiert (PETERS et al. 2007). Gemäss MANATSCHAL & NIEVERGELT (1997) liegt die Tschitta-Zone mit tektonischem Kontakt über der Carungas- und der Roccabella-Einheit.

Kristallines Grundgebirge

δ Diorit und Quarzdiorit

Diorit und Quarzdiorit bilden oft über weite Strecken zusammenhängende Bereiche im «Albula-Granit» der Err-Decke und gehen fliessend aus dem Letzteren hervor. Die Abgrenzung zum «Albula-Granit» und die Unterscheidung zwischen Diorit und Quarzdiorit ist problematisch und im Aufschlussbereich nicht immer eindeutig nachvollziehbar.

Die Textur ist durchwegs massig-richtungslos. Hauptgemengteile sind weisser bis blassgrüner Plagioklas und dunkelgrüne Hornblende, letztere häufig in länglichen, millimetergrossen Prismen. Korngrösse und Anteil der dunklen Gemengteile variieren oft auf kurze Distanz, ebenso der Anteil an grob- bis feinkörnigem Quarz, der aber stets untergeordnet bleibt.

γ_A Granit und Granodiorit («Albula-Granit»)

Das Hauptgestein südlich des Albulapasses ist der «Albula-Granit», welcher mit dem auf den südlich anschliessenden Atlasblättern St. Moritz und Bivio kartierten «Err- und Julier-Granit» korrelierbar ist (PETERS 2005a, PETERS et al. 2007). Es handelt sich um einen stark zerklüfteten mittel- bis grobkörnigen, gelegentlich porphyrischen Kalkalkaligranit bis Granodiorit. Die Textur ist im Allgemeinen

massig-richtungslos. Vor allem in der Crasta-Mora-Kette, am Piz Mez und am Piz Muottas und mit zunehmender Annäherung an die Sedimentkeile ist eine Paralleltexur angedeutet. Quarz und weissgrüner, grüner bis blaugrüner Plagioklas überwiegen. Weisser, rostfarbener, hell rötlicher und bräunlicher Kalifeldspat, meist in Form von bis 4 cm langen idiomorphen Einkristallen, findet sich in der Crasta-Mora-Kette häufig, ist hingegen südlich des Val Bever seltener vertreten. Chlorit und Biotit, gelegentlich mit Muskovit vergesellschaftet, sowie dunkelbrauner Augit sind als millimetergrosse, sekundäre Gemengteile vorhanden, ebenso Hornblende. Die von CORNELIUS (1935, S. 14) in der Lücke zwischen den beiden Gipfeln der Dschimels beschriebene syenitische Randfazies des Granits konnte nicht nachgewiesen werden. Der Übergang des Granits in den Quarzdiorit und den nur lokal auftretenden Diorit ist fließend.

Das Kristallin ist besonders im Bereich der Crasta-Mora-Kette und bei den Dschimels von zahlreichen Brüchen durchsetzt, die oft von dünnen Kataklasiten begleitet sind (z.B. in der Südflanke des Piz da las Blais und am Piz Palpuogna). Für die Beschreibung der mikroskopischen und chemischen Eigenschaften des Kristallins der Err-Decke sei auf CORNELIUS (1935) und MANATSCHAL (1999) verwiesen.

h Jurassische Kataklasite¹⁾ [Konglomerate und Phyllite (Kataklasite?)]

Am Piz Bial, an der Piramida, östlich des Igl Danclér und auf Murtel Trigd findet sich in direktem Kontakt mit dem Kristallin eine meist dunkelgraue bis schwarze, fossilere und stark silikatische Gesteinsabfolge von Konglomerat, Tonschiefer und Phyllit. Die bis faustgrossen Komponenten des Konglomerats bestehen aus Granit, Gneis, Diorit, Amphibolit und Quarzit. Seltener sind Komponenten von dunklem Kalk und Dolomit. Die Grundmasse wird von dunkelgrauem bis schwarzem, kalkfreiem Phyllit mit Muskovitplättchen gebildet.

Die häufig an der Grenze zwischen Kristallin und Sedimentgesteinen der Trias auftretenden und ein konglomeratartiges Aussehen mit dunkler Matrix aufweisenden Gesteine wurden von CORNELIUS (1935, S. 139) fälschlicherweise als Sedimente des Karbons interpretiert. VOM RATH (1857) und STÖCKLIN (1949, S. 43) bezeichneten die Gesteine im Prinzip richtig als «Reibungskonglomerat».

Nachdem EBERLE (1983) diese schwarzen Kataklasite als Klaster in der Saluver-Brekzie (Mittlerer Jura) gefunden hatte, schied eine Interpretation als alpine Kataklasite aus. Seit NAEF (1987) werden diese Gesteinsabfolgen definitiv als Kataklasite jurassischen Alters gedeutet. Die Kataklasite gehören zu einem System flacher, westgerichteter Abschiebungen (Detachment Faults), die am

¹⁾ Im Folgenden ist bei geänderten stratigraphischen Bezeichnungen immer zuerst die aktuell gültige Nomenklatur aufgeführt, dahinter folgt in eckigen Klammern diejenige der Kartenlegende.

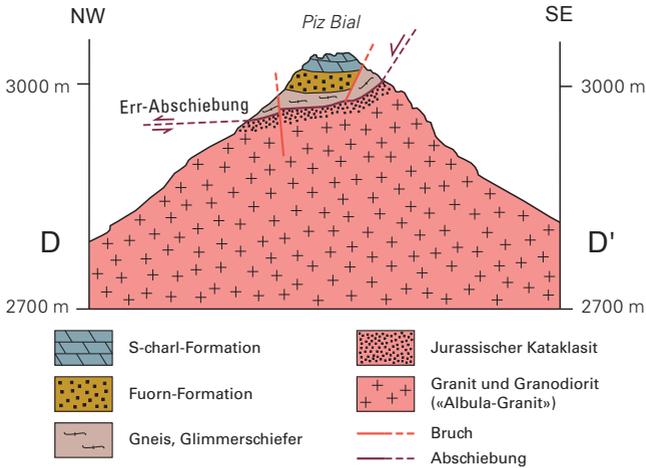


Fig. 2: Detailprofil durch den Piz Bial, dessen Gipfel von mesozoischen Sedimentgesteinen aufgebaut wird, die entlang der Err-Ab-schiebung nach Westen abgeschoben wurden. Die Lage der Profilsur ist der Figur 12 auf S. 66 zu entnehmen.

Übergang vom Frühen zum Mittleren Jura (vor 187 Ma, nach der Ablagerung der Agnelli-Formation, MASINI et al. 2012) aktiv waren und vor allem westlich des Piz Bial ausserhalb des Kartengebiets am Piz d'Alp Val, am Piz Laviner und an dessen Südostgrat bis zum Piz Chembels sowie am Piz Jenatsch aufgeschlossen sind (FROITZHEIM & EBERLI 1990, MANATSCHAL 1995, FROITZHEIM & MANATSCHAL 1996, MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997). Die Kataklasite werden am Piz Bial noch von einer Schuppe von Gneis und Glimmerschiefer überlagert, auf der dann die Sedimente der Gipfelkuppe auflagern (Fig. 2, NAEF 1987). Diese Schuppe wurde auf dem Atlasblatt Albulapass nicht dargestellt.

In der Literatur sind diese jurassischen Kataklasite auch unter dem Begriff Black Gouges bekannt (MANATSCHAL 1999, MANATSCHAL et al. 2000, PINTO 2014). Sie können überall in den distalen Bereichen am Rand zur Alpenen Tethys vorkommen (z.B. Grand Chalvet in den Westalpen und im Val Tasna im Unterengadiner Fenster). Ähnliche Lithologien wurden auch vor der iberischen Halbinsel angebohrt (ODP-Site 1067). Diese Gesteine gehen in der Regel aus einem Kataklasit hervor (Spröddeformation mit Beteiligung von Fluid und Mineralreaktionen) und weisen eine charakteristische chemische Zusammensetzung auf (z.B. PINTO 2014).

Mesozoische Sedimentbedeckung

An der Crasta Mora, am Piz Mez sowie am Piz da las Blais sind einzelne Dolomitlinsen im Kristallin der Err-Decke eingekleilt. Am Piz Bial findet sich das einzige einigermaßen zusammenhängende Triasprofil (Fig. 3, NAEF 1987). Ein weiteres Profil von Sedimentgesteinen (Späte Trias bis Frühe Kreide) ist am Felsgrat westlich von Murtel Trigd aufgeschlossen. Diese lokal auftretenden eingeschuppten Sedimentgesteine repräsentieren die mesozoische Sedimentbedeckung der Err-Decke (in der Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000» als Grevaservas-Einheit dargestellt). In PETERS (2005a) und PETERS et al. (2007) wurden diese Sedimentvorkommen fälschlicherweise dem Verkehrttschenkel der Err-Decke zugeordnet, eine Interpretation die schon von STÖCKLIN (1949) und von MANATSCHAL (1995) hinterfragt wurde, welche diese Sedimente als autochthone Bedeckung tieferer Einheiten des Err-Deckenkomplexes (Lower Err Unit) bezeichnen.

t₁ Fuorn-Formation [Buntsandstein], Frühe Trias – Anisien

Am Piz Bial liegt mit tektonisch überprägtem Kontakt ein maximal 2 m mächtiges Konglomerat mit bis nussgrossen, leicht gerundeten Quarzgeröllen auf Gneis und Glimmerschiefer des Kristallins der Err-Decke (Fig. 2, NAEF 1987). Dieses Konglomerat entspricht der Chazforà-Formation, bildet hier aber nur die gröbere Basis einer Sandsteinabfolge («Detritische Basis» von NAEF 1987). Die über diesem Konglomerat liegende Sandsteinabfolge repräsentiert die Fuorn-Formation und besteht hauptsächlich aus graugrünem, seltener auch weinrotem fein- bis grobkörnigem Sandstein mit Linsenschichtung und einzelnen Quarzgeröllen. Den Abschluss dieser 25–30 m mächtigen Einheit bilden dünnbankiger feinkörniger dolomitischer Sandstein, sandiger Dolomit und oolithischer Kalk von dunkelbrauner Farbe. Bonebed-artige Anreicherungen von Knochen- und Zahnresten, benthische Foraminiferen, Ostracoden sowie kohlige Pflanzenreste sind die einzigen, nicht genauer bestimmbaren Fossilien.

Das Alter der Fuorn-Formation ist nicht bekannt, dürfte aber im Grenzbereich zwischen Früher Trias und Anisien liegen (FURRER 1985, NAEF 1987).

t₂₋₃ S-charl- und Vallatscha-Formation [Dolomit, Kalk und Rauwacke], Anisien – Ladinien

Über der Sandsteinabfolge der Fuorn-Formation folgt am Piz Bial ein grauer, teils gelblichgrauer, dünnbankiger sandiger Dolomit, überlagert von grauem bis graugrünem, dünnbankigem Dolomit und Kalk sowie von einer dolomitischen Brekzie mit bis faustgrossen, leicht gerundeten Komponenten aus Kalk, Dolomit und Quarzit sowie mit Schmitzen von buntem schiefrigem Tonstein. Die beschriebene Sedimentabfolge kann mit der S-charl-Formation verglichen werden. Das jüngste Gestein am Piz Bial ist eine Dolomitbrekzie, die senkrechte und schicht-

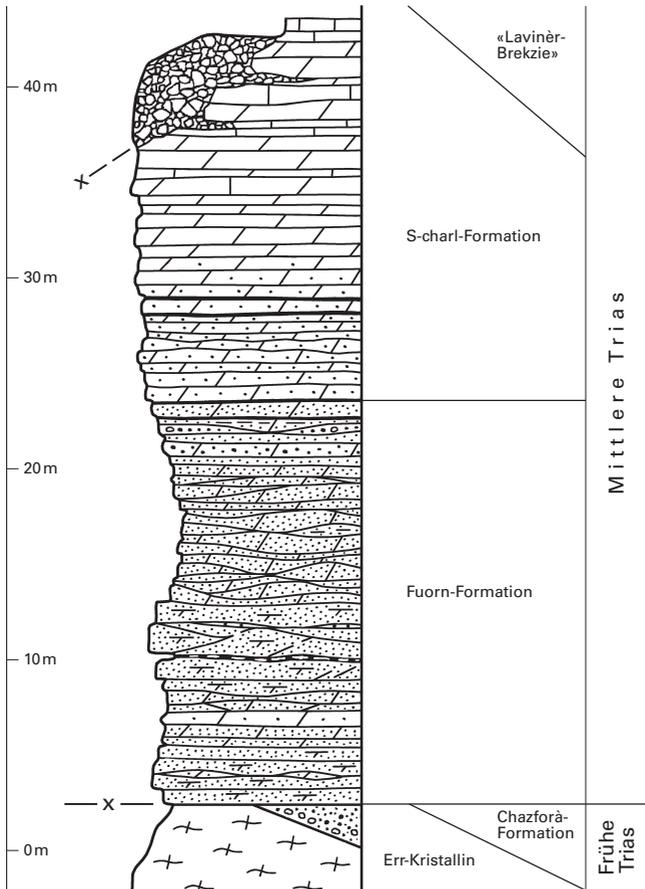


Fig. 3: Schichtreihe der Frühen und Mittleren Trias auf dem Kristallin der Err-Decke am Piz Bial (nach NAEF 1987).

parallele Spalten der S-charl-Formation füllt («Lavinèr-Brekzie» von NAEF 1987). Geringmächtige Schuppen von Dolomit, Kalk und Rauwacke finden sich auch im «Albula-Granit» am Piz da las Blais, am Piz Mez und an der Crasta Mora.

Bislang konnten keine Fossilien gefunden werden. Die Karbonatgesteine können jedoch aufgrund der stratigraphischen Abfolge dem Anisien-Ladinien zugeordnet werden (NAEF 1987).

t₄ Raibl-Gruppe: Mingèr- und Fanez-Formation [Dolomit, Raibler Schichten im. allg.], spätes Ladinien – Carnien

In der Raibl-Gruppe der Err-Decke, wie beispielsweise bei Murtel Trigd anstehend, dominiert ein bis 4 m mächtiger hellgrauer bis gelblicher dünnbankiger dichter Dolomit mit roten und grünen Tonhäutchen auf den Schichtflächen. Häufig sind dünne grüne, rote oder hellgraue Tonlagen in den Dolomit eingeschaltet. Dazu kommen Einschaltungen einer feinen Dolomitbrekzie sowie sparitisch zementierte Hohlraumgefüge und Verkieselungen. Typisch ist auch die gelbliche bis ockerfarbene, poröse Rauwacke mit sporadischen Tonlagen (maximal 1,5 m mächtig). Oft findet sich in den groben Löchern weisser Gips. Rauwacke tritt auch in den Sedimentkeilen des Err-Kristallins auf, insbesondere südlich von Pkt. 2188.9 (bei Koord. 788.500/161.100)¹⁾, wo auf der Karte lediglich die «polygene Brekzie (Typus Salamün)» ausgeschieden wurde.

Die fossilfreien, dolomitischen und evaporitischen Gesteine der Raibl-Gruppe dürften im späten Ladinien – Carnien entstanden sein (FURRER 1985, NAEF 1987).

t₅ Hauptdolomit-Gruppe, spätes Carnien – Norien

Der Hauptdolomit besteht aus einer ca. 40 m mächtigen Abfolge von dickbankigem bis massigem, lagenweise auch brekziösem, hellgrauem Dolomit. Stratigraphisch über dem dünnbankigen Dolomit der Raibl-Gruppe ist in der Verkehrtserie auf Murtel Trigd eine Brekzie mit bis faustgrossen, leicht gerundeten Komponenten von hellgrauem und gelblichem Dolomit in dolomitischem Zement aufgeschlossen. Nach Auffassung von H. Heierli und NAEF (1987) handelt es sich dabei um eine Karst- und Kollapsbrekzie (1–2,5 m Mächtigkeit), die als «Hauptdolomit-Basisbrekzie» bezeichnet wurde. Im Oberostalpin wird diese Brekzie als Valbella-Member («Valbella-Brekzie») in den obersten Teil der Raibl-Gruppe gestellt (FRANK 1986). Der jüngste Teil des Hauptdolomits (ca. 5 m) besteht aus einer Wechsellagerung von schlecht gebanktem mausgrauem Dolomit und ockerfarbig anwitterndem dünnbankigem Dolomit mit schwarzen Tonzwischenlagen.

Der fossilfreie Hauptdolomit der unterostalpinen Decken entstand im späten Carnien – Norien (FURRER 1985, NAEF 1987).

r_k Kössen-Formation [Plattenkalk und Kössener Schichten], Rhät

Diese etwa 20 m mächtige Einheit umfasst eine Wechsellagerung von dünnbankigem, teils siltigem Kalk, dunkelgrauen bis rostbraunen Tonlagen und Luma-chellenkalk mit Muscheln, Schnecken und Korallen (WEH 1992).

¹⁾ Sämtliche Höhenangaben und Namen im Text beziehen sich auf die Angaben auf der geologischen Karte, die in der aktuellen topografischen Karte teilweise Änderungen erfahren haben. Dies gilt ebenfalls für die Koordinatenangaben, welche der alten Landesvermessung LV03 entsprechen (Bezugssystem CH1903).

i_k Agnelli-Formation [Kieselkalk], Früher Jura

In der Verkehrtserie von Murtel Trigd folgt auf die Kössen-Formation ein dunkelgrauer kieseliger Kalk mit Linsen und Knollen von Hornstein. Ein lokal vorhandener roter, teils grünlichgrauer Echinodermenkalk mit roten Eisenimprägnierungen, von STÖCKLIN (1949) als «Steinsberger Brekzie» bezeichnet, ist teilweise stark verkieselt. Er ist im Kartengebiet nicht gesondert auskartiert worden.

Diese 20–30 m mächtige Kalkserie entspricht der Agnelli-Formation (FINGER 1978, FURRER 1985, WEH 1992). Ein frühjurassisches Alter (Sinémurien–Pliensbachien, FURRER 1985) wurde durch einen Ammonitenfund im obersten Teil der Agnelli-Formation bei Bivio, ausserhalb des Kartengebiets, bestätigt (DOMMERMUES et al. 2012).

i_b «Salamùn-Brekzie» der Saluver-Formation [Polygene Breccie (Typus Salamùn)], Mittlerer Jura

Als «Salamùn-Brekzie» bezeichnete STÖCKLIN (1949) eine bunte polymikte Brekzie mit Klasten aus «Albula-Granit», Glimmerschiefer, Kalk und Dolomit in einer roten tonigen Grundmasse, die zusammen mit Rauwacke und schwarzen «Schiefern und Konglomeraten des Karbons» ein keilartiges Vorkommen im Kristallin der Err-Decke südlich des Lai da Palpuogna bildet (Typlokalität südlich Pkt. 2188.9, Koord. 780.500/161.100). Weitere Aufschlüsse finden sich auf der linken Talflanke von Murtel Trigd (Koord. 777.900/161.300) zwischen hangendem «Radiolarit und Aptychenkalk» (Saluver-Formation) und liegendem «Albula-Granit». Auf der rechten Talflanke (Koord. 778.750/161.100) liegt die «Salamùn-Brekzie» zwischen «Albula-Granit» und Hauptdolomit. Ähnliche Brekzien treten am Piz Mez (Koord. 784.800/160.500) und am Piz da las Blais (Koord. 783.900/160.850) zusammen mit Kalk, Dolomit, Gips und Rauwacke als Schuppen im «Albula-Granit» auf (auf der Karte als t_{2,3} «Dolomit, Kalk und Rauwacke» ausgeschieden).

Die verschiedenen Brekzienvorkommen dürften grösstenteils zur Saluver-Formation (Mittlerer Jura) gehören.

i_{RA} Saluver-Formation [Radiolarit und Aptychenkalk], Mittlerer Jura

Die am Felsgrat westlich von Murtel Trigd (Koord. 777.900/161.250) von H. Heierli fälschlich als «Radiolarit und Aptychenkalk» kartierte Einheit liegt in der Verkehrtserie unter der Agnelli-Formation. Auf eine Wechsellagerung von grauem Kalk und Mergel folgt eine fein- bis grobkörnige Karbonatbrekzie mit Kalk- und Dolomiteklasten, die von einer grob gebankten bis chaotischen, polymikten Brekzie und Megabrekzie abgelöst werden. Die Brekzien enthalten bankweise unterschiedliche Anteile an Kalk-, Dolomit- und Kristallinkomponenten (u.a. Granat-Glimmerschiefer). Speziell erwähnenswert sind metergrosse Gleitschollen (Olistolithe) aus Kalk der Agnelli-Formation (WEH 1992). Die bis 80 m mächtige Brekzienserie

wurde schon von CORNELIUS (1932) als «Saluverbrekzie» kartiert und dürfte zum Mittleren Jura gehören. Die mitteljurassischen Brekzien (Saluver- und Bardella-Brekzie) wurden von MASINI (2011) und MASINI et al. (2011) in jüngerer Zeit im Zusammenhang mit der Rekonstruktion der Bildung des Samedan-Beckens (Zone von Samedan, Murtiröl-Serien) neu bearbeitet. Gemäss diesen Autoren dokumentieren diese Brekzienschüttungen die tektono-sedimentäre Entwicklung der jurassischen Extensionstektonik, d.h. die initiale Öffnung und Verbreiterung des Beckens sowie die Migration der Deformationsfront in distalere Bereiche.

SEJA- UND BUGLIAUNA-KRISTALLIN¹⁾

Das Seja- und das Bugliauna-Kristallin wurden auf der Karte der Bernina-Decke zugeordnet. Nach neuerer Auffassung werden diese jedoch als Teil des Err-Deckenkomplexes interpretiert (SCHMID & FROITZHEIM 1993, FROITZHEIM et al. 1994).

GO_R Orthogneis des Val Rudè (Bugliauna-Kristallin)

Das Bugliauna-Kristallin ist ein Zweiglimmergneis (Typus Augengneis) mit grossen weissen bis braunroten, meist gut entwickelten Orthoklas- und oft leicht zersetzten Plagioklasporphyroblasten sowie Quarz und Serizit. Der häufig vorhandene Biotit ist zum Teil in grünen Chlorit umgewandelt. Selten finden sich braune, teils zersetzte Granate sowie Zoisit und Epidot. Daneben tritt Glimmerschiefer und Quarzphyllit auf. Dieser Orthogneis entspricht einem stark deformierten Granit.

GO_h Hornblendegneise, vorwiegend Orthogneise, kataklastisch (Seja-Kristallin)

Das Seja-Kristallin besteht zur Hauptsache aus spätpaläozoischen, vorwiegend grünschieferfaziell überprägten Orthogneisen (Serizit- und Muskovitgneise, seltener auch Biotit- und Zweiglimmergneise). Östlich des Val Tscheps ist im Zusammenhang mit einer spätkarbonischen granitischen Intrusion eine Kontaktmetamorphose mit zahlreichen ins Nebengestein intrudierten Gängen erkennbar. Heller, fast weisser Aplit ist reichlich vertreten. Er enthält oft grössere Schollen eines stark basischen Gesteins (Norit bis Gabbro). Dieser Aplit entspricht in seiner Zusammensetzung dem «Granit der Alp Vaüglia», der allerdings erst weiter östlich, ausserhalb des Kartengebiets, aufgeschlossen ist. Sein Mineralbestand umfasst Quarz in zum Teil verzahnten Aggregaten, grossen Orthoklas, Mikroklin, Albit, Muskovit und Biotit. Dazu kommt Pyrit in grossen Schlieren und Adern.

¹⁾ Nach RÖSLI (1927), P. Bearth (unpubl. Mskr.) und H. Heierli.

Die Mächtigkeit der Gneise beträgt im Gebiet zwischen dem Nordfuss des Piz Mezzaun und der Alp Arpiglia mehrere hundert Meter. An lokalen, sekundären Gleitflächen, zum Beispiel im Val Purschigl, finden sich zahlreiche Kataklastite und Kakirite. Die Kataklase ist extrem stark. Die in bewaldetem und unübersichtlichem Gelände gelegenen kataklastischen Gneise sind in diesem Bereich total zerrüttet und versackt.

BERNINA-DECKENKOMPLEX

SCHUPPEN DER ALBULA-STEILZONE¹⁾, MEZZAUN-SCHUPPE UND BUGLIAUNA-SERIEN

In Anlehnung an die stratigraphische Legende und die Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht 1:200 000» der im Jahre 1987 publizierten Karte werden die stratigraphischen Einheiten der verschiedenen Schuppen der Albula-Steilzone nordwestlich des Inns (Gualdauna-Muntischè-Schuppe, Castell-Schuppe, Guardaval-Schuppe sowie Tschitta-Zone, Schuppen der Carungas- und Err-Decke) und der Mezzaun-Schuppe und der Bugliauna-Serien südöstlich des Inns im Rahmen des Bernina-Deckenkomplexes beschrieben. Es ist jedoch wahrscheinlich, dass die tiefsten Schuppen (Tschitta-Zone, Schuppen der Carungas- und Err-Decke und Bugliauna-Serien) zum Err-Deckenkomplex gehören (FROITZHEIM et al. 1994, MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997, MASINI et al. 2012, s. S. 65 ff.). Die genannten Schuppen innerhalb der Albula-Steilzone wurden, neben weiteren in der Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht 1:200 000» und im vorliegenden Text nicht explizit erwähnten, von HEIERLI (1955) detailliert beschrieben. Ihre Lage und Umgrenzung sind der Tafel III der besagten Arbeit zu entnehmen.

Kristallin

G Paragneis, Augengneis und Serizitquarzit

Nordwestlich der Alp Nova (Koord. 787.850/162.580), nördlich der Passstrasse bei der Alp Alesch (Koord. 788.500/162.500) und im God Via Bella (Koord. 789.400/162.270) sind an der Basis der Castell-Schuppe schmale Streifen von Paragneis (Albitschiefer, Feldspatgneis und Serizitquarzit) aufgeschlossen. Ein grösserer, teilweise versackter Aufschluss von Paragneis findet sich nördlich von Funtaunas (Koord. 787.700/162.200) im Grenzbereich zwischen der Guardaval- und der Gualdauna-Muntischè-Schuppe und den Schuppen der Err-Decke.

¹⁾ Die in der Kartenlegende aufgeführte Bezeichnung «Albula-Zone» wird gemäss FROITZHEIM et al. (1994) in den vorliegenden Erläuterungen durch Albula-Steilzone ersetzt.

*Sedimente***Ph Serizit- und Chloritschiefer («Casanna-Schiefer»)**

Die von H. Heierli als Serizit- und Chloritschiefer («Casanna-Schiefer») bezeichneten und als fragliches Karbon interpretierten Gesteine an der Basis der Castell-Schuppe, welche sich von Madulain (Koord. 791.150/162.650) bis in die Gegend der Alp Alev (Koord. 788.750/162.480) erstrecken, lassen sich genetisch und altersmässig nicht einordnen. Möglicherweise handelt es sich auch hier um jurassische Katakasite. Das gilt auch für den dunkelgrünen und violett-schwarzen, kieseligen Serizitschiefer mit eingelagerten weissgrauen Quarzknuern im Bach-tobel der Ova d'Alvra unterhalb der Strassenkehren (Pkt. 1949.6, Koord. 789.150/161.960) und den dunkelgrauen, glänzenden Phyllit auf Funtaunas (Koord. 787.750/162.250) innerhalb der Guardaval-Schuppe. Unterhalb der Albulapasstrasse nördlich der Alp Nova (Koord. 787.900/162.630) wurde von H. Heierli ein Vorkommen von Serizit- und Chloritschiefer an der Basis der Gualdauna-Muntischè-Schuppe ausgeschieden.

p Chazforà-Formation [Verrucano, vorwiegend konglomeratisch],
?Spätes Perm – Frühe Trias

Ein stellenweise leicht verschiefertes Quarzkonglomerat mit bis nussgrossen, leicht gerundeten Quarzgeröllen sowie grüner und grauer sandiger Serizitschiefer treten in der Gualdauna-Muntischè-, der Castell- und der Guardaval-Schuppe auf. Ihre Mächtigkeit beträgt 10–45 m. Ein nur in nicht anstehenden Blöcken auftretender Diabas auf dem Grat zwischen Gualdauna und Muntischè wurde von GRAF (1994) als Metabasalt der Chazforà-Formation zugeordnet, sein Alter wurde jedoch nicht bestimmt (?Spätes Perm). Die Sedimente der Chazforà-Formation dürften hauptsächlich in der Frühen Trias abgelagert worden sein.

t₁ Fuorn-Formation [Buntsandstein], Frühe Trias – Anisien

Der hier der Fuorn-Formation zugeordnete «Buntsandstein» umfasst einen fein- bis grobkörnigen Sandstein mit Linsen von Konglomerat oder einzelnen Quarzgeröllen sowie serizitischen Silt- und Tonzwischenlagen. Der grün, seltener rot bis violett gefärbte Sandstein ist meist dünn gebankt und wittert fleckenweise rostig an. Die Mächtigkeit beträgt meist nur wenige Meter. Nur im Val Rudè sind es 12 m und bei God Arschaida sogar mehr als 15 m.

Das Alter der Fuorn-Formation ist nicht bestimmt, dürfte aber im Grenzbe-reich zwischen Früher Trias und Anisien liegen (FURRER 1985, NAEF 1987).

t₂ S-charl-Formation [Dolomit und «Bergnelken-Kalk»], Anisien – Ladinien

Typisch für diese Formation ist der «Bergnelken-Kalk», ein blassroter bis hellgrauer, dünngebänkter Kalk. Dessen Typlokalität liegt an der Albulapassstrasse, bei der Alp Alesch (ESE Pkt. 2075, Koord. 788.620/162.430). Daneben treten meist schlecht gebänkter Kalk und Dolomit in verschiedenen Grautönen und häufig eine graue, seltener gelbliche fein- bis grobporöse Rauwacke auf. Die Gesamtmächtigkeit der S-charl-Formation beträgt 15–30 m.

t₃ Vallatscha-Formation [Wetterstein-Dolomit], Anisien – Ladinien
t_{3r} Garone-Rauwacke [«Mittlere Rauwacke»], Anisien – Ladinien

Eine graue, grobporöse Rauwacke mit dunkelgrauen bis schwarzen Tonfetzen wurde von H. Heierli der «Mittleren Rauwacke» zugeordnet. Sie entspricht der Garone-Rauwacke (Garone-Serie) von NAEF (1987), die teilweise die Karbonate der Mittleren Trias (Anisien – Ladinien) ersetzt.

Der meist dunkelgraue, seltener hellgraue «Wetterstein-Dolomit» enthält lagenweise Diploporen, ist feinspätig und durchsetzt mit Hohlräumfüllungen aus weissem dolomitischem Zement. Der schlecht gebänkte Dolomit ist total 20–45 m mächtig und entspricht dem Vallatscha-Dolomit (Leitgestein der Vallatscha-Formation, FURRER 1985, NAEF 1987). Zwischen typischem Vallatscha-Dolomit und der Mora-Rauwacke bzw. den Dolomitabfolgen der Mingèr-Formation findet sich oft ein gelblich anwitternder dünn- bis mittelbankiger Dolomit mit Tonzwischenlagen, welcher dem Parai-Alba-Dolomit (FURRER 1985, NAEF 1987) entspricht. Dieser wurde auf der vorliegenden Karte nicht explizit ausgeschieden.

t₄ Raibl-Gruppe: Mingèr- und Fanez-Formation [Dolomit, Raibler Schichten i. a.], spätes Ladinien – Carnien
t_{4r} Mora-Rauwacke [Raibler Rauwacke], Ladinien

Als «Dolomit, Raibler Schichten i. a.» wurde ein hellgelber bis hellgrauer, dünnbankiger Dolomit mit roten und dunkelbraunen tonigen Schichtflächen kartiert, aber nicht weiter unterteilt. Neben verbreitetem stromatolithischem Dolomit mit Hohlraumgefügen tritt lokal auch eine feine Dolomitbrekzie auf. NAEF (1987, Fig. 26) beschreibt ein ungestörtes Profil an der Muotta Pitschna (an der Basis des mittleren Teils der Mezzaun-Schuppe) mit etwa 30 m mächtiger Mingèr-Formation unten und 8 m «Bunter Raibler Schichten» oben. Eine darin auftretende rote, ca. 1 m mächtige Silt- und Sandsteinbank entspricht dem Cluozza-Member der Fanez-Formation und ist ins Carnien zu stellen (FRANK 1986, NAEF 1987). Die darüber liegende, ca. 25 m mächtige grobbankige Dolomitabfolge wurde von NAEF (1987) als Fanez-Dolomit bezeichnet, in der Karte aber zum Hauptdolomit gestellt.

Die meist gelb-, teilweise auch mausgraue stark poröse «Raibler Rauwacke» dürfte der Mora-Rauwacke (Ladinien) entsprechen. Diese bis 15 m mächtige Rauwacke enthält oft eckige Bruchstücke von hellgrauem Dolomit sowie weisse Gipskonkretionen und markiert im Allgemeinen tektonische Schuppengrenzen.

t₅ Hauptdolomit-Gruppe, spätes Carnien – Norien

Der hell- bis mausgraue grobbankige Hauptdolomit bildet die morphologisch auffälligen Bänke und Felswände innerhalb der verschiedenen Schuppen der Albula-Steilzone. Er ist aber meist nur einige Dekameter mächtig und stark geklüftet. Am markanten Felsklotz südlich der Burg Guardaval (Koord. 791.160/162.380) misst er mindestens 35 m (Guardaval-Schuppe).

Eine in der Gualdauna-Muntischè-Schuppe auftretende, wenige Meter mächtige teils rötliche Brekzie wurde von H. Heierli als «Basisbrekzie» ebenfalls zum Hauptdolomit gestellt.

Im unteren Abschnitt des bis 500 m mächtigen Hauptdolomits der Nordwestflanke des Piz Mezzaun (mittlerer Teil der Mezzaun-Schuppe) sind rötlich anwitternde Bänke eingeschaltet, die aus der Ferne gut erkennbar sind. Nach der von NAEF (1987) vorgeschlagenen Untergliederung entsprechen sie dem ca. 80 m mächtigen Davos-Alv-Dolomit, der den 25 m messenden Fanez-Dolomit vom knapp 400 m erreichenden Corn-Alv-Dolomit trennt (Fig. 1). Im oberen und im unteren Teil der Mezzaun-Schuppe ist der Hauptdolomit tektonisch reduziert und noch maximal ca. 100 m mächtig.

Der Hauptdolomit der unterostalpinen Decken wurde auf einer wiederholt trockenengefallenen Karbonatplattform der Späten Trias abgelagert (spätes Carnien – Norien, FURRER 1985).

Kössen-Formation, Alv-Brekzie und Blaisun-Member der Allgäu-Formation

- r** [Dunkle Mergelschiefer und Mergel bzw. Braune Mergelschiefer],
Rhät
- r-l** [«Manganschiefer», Kössener Schichten u. Alv-Brekzie],
Rhät – Früher Jura

Beim Stauwehr im unteren Val Chamuera (Pkt. 1757, Koord. 791.700/160.080), an der Waldstrasse Richtung God Pschaidas (Koord. ca. 791.660/160.220) sowie im unteren God Chasalitsch (Koord. ca. 790.500/160.650) sind im unteren Teil der Mezzaun-Schuppe typische Wechsellagerungen von dunkelgrauem fossilreichem Kalk, Mergel und Kalkoolith der unteren Kössen-Formation (Norien – Rhät) abgeschlossen.

Die als «Manganschiefer, Kössener Schichten und Alv-Brekzie» kartierten Gesteine des mittleren Teils der Mezzaun-Schuppe (entspricht dem «Steval-

Element» von SCHÜPBACH 1976), die auf beiden Talflanken des Val Chamuera (unterhalb von Alp Müsella, Parait Melna, God da Malat und Alp Burdun sowie westlich vom Munt da la Bescha bis Medras) gut entwickelt sind, werden nach heutigem Kenntnisstand dem Frühen Jura zugeordnet.

Die gelb-rötliche Alv-Brekzie füllt mit ihren grossen Kalk- und Dolomitkomponenten senkrechte und schichtparallele, oft mehrere Meter lange Spalten im Hauptdolomit oder bildet an frühjurassischen Bruchstufen submarin gebildete, bis 100 m mächtige Felssturzmassen (z.B. im Gebiet Medras–Seguond Laviner, Koord. ca. 793.400/160.250, Fig. 4, EBERLI 1985). Lokal finden sich in der rötlichen, dolomitischen Grundmasse dieser Brekzie Crinoidenstielglieder sowie rekristallisierte Belemniten (FURGER 1985).

Das darüber liegenden Blaisun-Member der Allgäu-Formation (in der Kartenlegende als «Manganschiefer» bezeichnet) besteht aus dunkelbraunem bis schwarzem kalkigem Schiefererton, dessen Schieferungsflächen mit Mangandendriten besetzt sind. Darin eingeschaltete dunkelbraune Lagen von Kalk- und Kalk-Dolomit-Brekzie führen vereinzelt Crinoidenreste und grosse Belemniten (*Passaloteuthis* sp., Fig. 5).

Der von H. Heierli dem Rhät zugeordnete «Braune Mergelschiefer» der Bugliauna-Serie an der linken Talseite der Ova d'Arpiglia (Koord. 794.300/162.800) entspricht gemäss heutigem Wissenstand ebenfalls dem Blaisun-Member der mittleren Allgäu-Formation und ist in den Frühen Jura (Toarcien) zu stellen. Er überlagert direkt den Hauptdolomit.

I_b Alv-Brekzie und Agnelli-Formation [Graue und bunte Brekzien und Kalke], Früher–Mittlerer Jura

Bei God Pschaidas (unterhalb Parait Alva, Koord. 791.800/160.550) sind in isolierten Aufschlüssen des verkehrt liegenden unteren Teils der Mezzaun-Schuppe eine bunte Kalk-Dolomit-Brekzie, rötlicher Crinoidenkalk sowie roter Knollenkalk mit Ammoniten und Belemniten aufgeschlossen. Die mit der Alv-Brekzie vergleichbare grobe Brekzie, der Crinoidenkalk und der Knollenkalk erreichen eine Mächtigkeit von etwa 25 m und sind aufgrund der besagten Fossilvorkommen in den Frühen Jura zu stellen.

Im mittleren Teil der Mezzaun-Schuppe sind zwischen dem Blaisun- und dem Mezzaun-Member eine chaotische Megabrekzie und ein Konglomerat mit Klasten aus dunkelgrauem fossilreichem Kalk (Lumachellen aus Muscheln und Brachiopoden, Korallenkalk), bräunlichem oolithischem Kalk sowie mittelgrauem Hornsteinknollenkalk eingelagert. So erkennt man zum Beispiel im obersten Abschnitt des Laviner da Fontauna Naira zwischen dem Blaisun-Member (unten) und dem Mezzaun-Member (oben) eine bis 20 m mächtige, linsenartige Megabrekzie (Koord. 794.000/159.900, EBERLI 1985). In einer mehrere Meter messenden Kalkscholle sind grosse Ammoniten und Nautiliden des frühen Sinémuriens mit



Fig. 4: Die als submarine Felssturzmasse interpretierte Alv-Brekzie (oben) überlagert mit einer Winkeldiskordanz den Hauptdolomit (unten). Medras, Piz Mezzaun. Foto H. Furrer, 1986.



Fig. 5: Belemnitenrostren in der Kalk-Dolomit-Brekzie der Allgäu-Formation (Blaisun-Member). Medras, Piz Mezzaun. Foto H. Furrer, 1983.

umgelagert worden (*Arietites* sp. und *Paracoroniceras* sp., SCHÜPBACH 1976). Die zentimeter- bis metergrossen Komponenten und Gleitschollen liegen in einer grau-rötlichen kalkigen Grundmasse und sind offensichtlich am Übergang vom Frühen zum Mittleren Jura aus der spättriassischen Kössen-Formation und der frühjurassischen Allgäu-Formation umgelagert worden.

i_k Mezzaun-Member der Allgäu-Formation [Kieselige Kalke («Albula-Lias») bzw. Kieselkalk], Mittlerer Jura

Die Wechsellagerung von blau- bis hellgrau anwitterndem kieseligem Kalk und Mergel wird charakterisiert durch Kalkturbidite mit zentimeterdicken Hornsteinknollen und -bändern. Sie wird nach der Typuslokalität am Piz Mezzaun als Mezzaun-Member der oberen Allgäu-Formation bezeichnet (EBERLI 1985). Die proximalen Turbidite des unteren Teils des Mezzaun-Members zeigen oft ein basales Feinkonglomerat mit Dolomit- und Kalkklasten sowie Crinoidenstielgliedern. Die mittleren, laminierten Intervalle der Turbidite sind reich an Crinoidenresten und Kieselschwammnadeln, was auch die starke Verkieselung erklärt. Der tonige Kalk im obersten Bereich der Turbidite und der Mergel der Hintergrundsedimentation zeigen oft intensive Bioturbation, insbesondere durch Spurenfossilien vom Typ *Chondrites* isp. und *Zoophycus* isp. Unter dem Gipfel des Piz Mezzaun treten an der Obergrenze des dort bis 150m mächtigen Mezzaun-Members nochmals Einschaltungen von Konglomerat und Kalkturbiditen auf, die mit einer 3 m mächtigen Kalk-Mergel-Wechsellagerung abschliessen und direkt vom «Aptychenkalk» der Russenna-Formation überlagert werden (EBERLI 1985).

Obwohl keine Leitfossilien gefunden wurden, dürfte das Mezzaun-Member aufgrund seiner stratigraphischen Position dem Mittleren Jura angehören (EBERLI 1985, FURRER 1985).

i_R Blais-Radiolarit [Radiolarit], Später Jura

Roter, lokal auch grüner und grauer Radiolarit tritt in der Gualdauna-Muntischè-Schuppe auf. Im Dünnschliff sind Radiolarien des Typs «Spumellaria» erkennbar (HEIERLI 1955, GRAF 1994). Südlich von Gualdauna (Koord. 788.400/163.350) kommen darin schwarze syngedimentäre Manganerze vor.

Am Piz Mezzaun scheint der Radiolarit primär zu fehlen (EBERLI 1985, SCHINDLER 1987).

i_A Russenna- und Emmat-Formation [Aptychenkalk und Kiesel-schiefer], Später Jura – Frühe Kreide

Am Ostgrat des Piz Mezzaun (mittlerer Teil der Mezzaun-Schuppe) tritt über dem kieseligen Kalk und Mergel des Mezzaun-Members (Allgäu-Formation) ein ca. 2m mächtiger hellgrauer Kalk auf, gefolgt von graugrünem Mergel (ca. 3 m)

und dunkelgrauem bis schwarzem kieseligem Schiefertone (ca. 10 m). Der kieselige Schiefertone («Kieselieferte») enthalte einzelne Sandlagen und gleicht der Emmat-Formation der Zone von Samedan (SCHINDLER 1987).

c_A Russenna- bis Chanèls-Formation [Aptychenkalk und Mergel],
Später Jura – Frühe Kreide

Ein hellgrauer, fein gebänderter und marmorartig deformierter feinkörniger Kalk («Hyänenmarmor») geht mit einer Übergangzone aus dem liegenden Radiolarit hervor. Daneben tritt dunkelgrauer bis grünlicher Mergel auf, der zur Emmat-Formation und zur Chanèls-Formation gehören dürfte. Mehrere Aufschlüsse dieser Schichten auf der rechten Talflanke des Val d'Es-cha (Koord. 789.000/163.600) werden zur Gualdauna-Schuppe gezählt (HEIERLI 1955, GRAF 1994). Zwei weitere kleine Vorkommen sind bei Val Bella nördlich der Crasta Mora (Koord. 785.950/161.700 und 786.370/161.760) kartiert. Sie gehören zusammen mit dem grossen, fälschlich als «Kieselige Kalk» (**I-i_k**) kartierten Aufschluss direkt südlich des Albula-Hospizes (Koord. 784.200/161.680) zu einer tieferen Einheit der Albula-Steilzone. Weitere grössere Vorkommen liegen an der Albulapasstrasse bei Punt Ota (Koord. 777.700/163.250) und Las Panzettas (Koord. 778.560/162.710). Diese Vorkommen werden der Tschitta-Zone zugeordnet (s.S. 77), die zusammen mit den tieferen Einheiten der Albula-Steilzone als Schuppen des Err-Deckenkomplexes interpretiert werden.

c_M Chanèls-Formation [Helle Mergelkalke], Kreide

Die jüngsten Schichten des mittleren Teils der Mezzaun-Schuppe bestehen aus einer Wechsellagerung von hell- bis mausgrauem dünnbankigem tonigem Kalk und Mergel. Die Mergellagen enthalten auffällige, 3–10 cm grosse Konkretionen aus rotem, z.T. auch grünlichem, dichtem Hornstein, der gut erkennbare Radiolarien führt. Sie sind nur in einer Mulde zwischen den Gipfelpunkten des Piz Mezzaun (ca. 100 m östlich Pkt. 2962.7, Koord. 793.790/160.670), unter der Überschiebung des oberen Teils der Mezzaun-Schuppe, erhalten geblieben und weisen eine Mächtigkeit von maximal 12 m auf.

Nach RÖSLI (1927), FÜRGER (1985) und SCHINDLER (1987) enthalten die «Hellen Mergelkalke» planktonische Foraminiferen des späten Albiens, Cénomaniens und frühesten Turoniens und sind mit der Chanèls-Formation der Ortler-Decke vergleichbar (CARON et al. 1982).

CORN-ELEMENT UND MÜSELLA-SCHUPPE

Das Kristallin der Müsella-Schuppe liegt über den nördlich anschliessenden Sedimenten der Mezzaun-Schuppe des Bernina-Deckenkomplexes. Zusammen mit den im Süden anschliessenden Sedimenten des Corn-Elements wurde es in

der Karte von 1987 sowie von PETERS (2005a, b), MOHN (2010) und MOHN et al. (2011) zur Languard-Decke, d.h. ins Oberostalpin gestellt. Die triassischen Sedimentabfolgen des Corn-Elements weisen jedoch eine starke Affinität zu den unterostalpinen Decken auf (FURRER 1985), was eine Zuordnung zum Unterostalpin rechtfertigt. Gemäss FROITZHEIM et al. (1994) und der Tektonischen Karte der Schweiz 1:500 000 (BWG 2005) werden diese beiden tektonischen Einheiten dem Bernina-Deckenkomplex bzw. dem Unterostalpin zugeordnet (s.S. 81). Beim Corn-Element handelt es sich um eine tektonische Schuppe mit permischen bis spät-triassischen Sedimenten.

Kristallin (Müsella-Schuppe)

G_M Paragesteine, hauptsächlich Biotit-Schiefergneise

In den Orthogneisen (GO_M) am Munt Müsella finden sich Einschaltungen von Biotit-Schiefergneis, der als Metasediment (Paragestein) interpretiert wird. Neben Biotit stellen Plagioklas und Quarz die Hauptbestandteile dar. Lokal weist dieser Biotit-Schiefergneis eine Bänderung auf, die auf eine Wechsellagerung zwischen dunklen biotitreichen und hellen plagioklas- und quarzreichen Lagen zurückzuführen ist. Zum Teil ist der Quarzgehalt auf Kosten des Plagioklas stark erhöht, so dass das Gestein quarzitisch erscheint. Diese Bänderung und der variable Quarzgehalt dürften primären sedimentären Ursprungs sein und repräsentieren die ursprüngliche Wechsellagerung von pelitischen und psammitischen Lithologien.

GO_M Orthogneise, biotitreiche Streifengneise

Der Orthogneis des Kristallins am Munt Müsella stimmt weitgehend mit dem Kesch-Gneis überein (s.S.41). Es handelt sich dabei hauptsächlich um schwach gebänderten Augengneis mit meist rostbraunen, zentimetergrossen Orthoklaseinsprenglingen und um mittelkörnigen Metagranit (Streifengneis). Das Gestein ist hier generell stärker kataklasiert als im Keschgebiet. Basische Gänge (Diabas) durchschlagen sowohl den Orthogneis als auch den Biotit-Schiefergneis (G_M).

Sedimente (Corn-Element)

p Chazforà-Formation [Verrucano, z. T. schiefbrig], ? Spätes Perm – Frühe Trias

Das maximal 12 m mächtige, weitgehend verschieferte Konglomerat führt bis 5 cm grosse, meist eckige Klasten von hellgrauem bis weissem Quarzit und Gneis in einer dunkelroten bis grünlichen tonigen Grundmasse.

t₁ Fuorn-Formation [Buntsandstein], Frühe Trias – Anisien

Der meist rote, lagen- und linsenweise auch grüne und graue, feinkörnige Quarzsandstein ist dünnbankig. Eingeschaltet sind dünne tonige Linsen. Das maximal 2 m mächtige detritische Gestein ist leicht verschiefert und führt Muskovitschüppchen auf den Schichtflächen.

t₃ Vallatscha-Formation [Wetterstein-Dolomit], Anisien – Ladinien

Der von H. Heierli als «Wetterstein-Dolomit» auskartierte hell- bis mausgraue, gut gebankte Dolomit von 25–57 m Mächtigkeit mit schwarzen Tonhäuten auf den Schichtflächen und dünnen, dunkelgrauen bis schwarzen Mergellinsen dürfte der Vallatscha-Formation entsprechen. Ein lokal auftretender dunkelgrauer, graubraun anwitternder, undeutlich gebankter Dolomit von 1,2 m Mächtigkeit führt Diploporen (RÖSLI 1927).

t₄ Raibl-Gruppe: Mingèr- und Fanez-Formation [Dolomit, Raibler Schichten im Allg.], spätes Ladinien – Carnien

t_{4s} Cluozza-Member [Roter Sandstein und Schiefer], Carnien

t_{4r} Mora-Rauwacke [Raibler Rauwacke], Ladinien

Am Ova da Müsella und am Südgrat des Munt Müsella tritt eine vorwiegend gelb- bis ockerfarbene, seltener hell- bis mittelgraue stark poröse Rauwacke mit wenigen roten Tonlagen und gelblichweissen Gipsknollen auf. Ihre Gesamtmächtigkeit dürfte gegen 100 m betragen. Überlagert wird die Rauwacke von maximal 8 m mächtigem hellgrauem dünnbankigem Dolomit. Das am Nordkamm des Piz Malat (südlich Pkt. 2511.2, Koord. 793.170/158.010) anstehende Vorkommen von rotem Sandstein und Schiefer entspricht dem Cluozza-Member der Fanez-Formation.

t₅ Hauptdolomit-Gruppe, spätes Carnien – Norien

Ein kleiner Aufschluss von wenigen Quadratmetern Ausdehnung am Nordkamm des Piz Malat (bei Pkt. 2511.2, Koord. 793.150/158.070) wird als Hauptdolomit angesprochen. Der dunkelgraue, hellgrau anwitternde feinspätige Dolomit ist schlecht gebankt, von weissen Kalzitadern durchzogen und maximal 4 m mächtig.

ELA-DECKE

Die auf der Karte von BEARTH et al. (1987) noch den oberostalpinen Decken zugewiesene Ela-Decke liegt unter der Silvretta-Decke und erstreckt sich vom Piz Ela westlich von Bergün über den Piz Üertsch, der mit 3267 m ü.M. höchsten Erhebung der Ela-Decke im Kartengebiet, bis nach S-chanf, wo sie unter den «Dolomit

von S-chanf» abtaucht. Sie wurde von FROITZHEIM et al. (1994) und auf der Tektonischen Karte der Schweiz 1:500 000 (BWG 2005) dem Bernina-Deckenkomplex zugewiesen und ins Unterostalpin gestellt (s.S. 75f.). Im Gegensatz dazu wird eine Zuordnung der Ela-Decke zum unterostalpinen Bernina-Deckenkomplex in neuerer Zeit von MOHN (2011), MOHN et al. (2011, 2012) aufgrund ihrer Stellung am jurassischen passiven Kontinentalrand wieder infrage gestellt. Die Ela-Decke besteht aus Sedimentgesteinen der Späten Trias, des Juras und der Kreide, die während der alpinen Orogenese auf dem plastischen Niveau der evaporitischen Mora-Rauwacke («Raibler Rauwacke») abgeschert wurden. Ältere Sedimentgesteine und das unterlagernde Kristallin fehlen daher in dieser Decke.

- t₄** **Raibl-Gruppe: Mingèr- und Fanez-Formation** [Dolomit, Raibler Schichten im Allg.], spätes Ladinien – Carnien
t_{4s} **Cluozza-Member** [Roter Sandstein und Schiefer], Carnien
t_{4r} **Mora-Rauwacke** [Raibler Rauwacke], Ladinien

Die ältesten Gesteine der Ela-Decke sind charakterisiert durch hell- und gelblichgraue gut gebankte meist feinkörnige Dolomitabfolgen mit dünnen bunten Tonlagen. Lokal schalten sich linsenartige Feinbrekzienlagen ein. Daneben tritt meist roter und grüner, seltener grauer Schiefererton auf, dessen Schieferungsflächen gelegentlich mit Serizit- und Muskovitschüppchen belegt sind.

Das Cluozza-Member der Fanez-Formation (FRANK 1986) ist ein auffälliger, meist roter, seltener grüner oder grauer Leithorizont aus Sand-, Silt- und Tonstein. Die Dolomitvorkommen werden oft von einer gelben, teilweise hell- bis mausgrauen meist feinporösen Rauwacke begleitet, die bunte Tonfetzen und kleine Gipsbrocken einschliesst (Mora-Rauwacke).

Die gesamte Mächtigkeit der «Raibler Schichten», die im Sinne von FRANK (1986) als Raibl-Gruppe zusammengefasst werden, erreicht in der Ela-Decke des vorliegenden Kartengebiets maximal 100 m. Die Schichten können aber auch tektonisch reduziert sein oder ganz fehlen.

- t₅** **Hauptdolomit-Gruppe**, spätes Carnien – Norien

Der Hauptdolomit mit seinen meist hellgrauen dezimeter- bis meterdicken Dolomitbänken ist der wichtigste Felswandbildner der unterostalpinen Decken. In den untersten und obersten Partien ist er teilweise gelb bis rötlich gefärbt. Linsenartig tritt auch eine feine, meist monomikte Dolomitbrekzie auf. H. Heierli hat die Untergrenze des Hauptdolomits an der Basis der «Hauptdolomit-Basisbrekzie» gezogen. Diese Brekzie weist bis kopfgrosse, meist aber kleinere eckige bis leicht gerundete Klasten aus hellgrauem bis mausgrauem Dolomit auf, die in einer hellgrauen, teils rötlichen tonig-dolomitischen Grundmasse eingebettet sind. Nach FRANK (1986) bildet die gleiche Brekzie als Valbella-Brekzie die Obergrenze der Fanez-Formation, sie wird von ihm als Kollapsbrekzie gedeutet.

Die Mächtigkeit des Hauptdolomits (inkl. «Hauptdolomit-Basisbrekzie») beträgt im Westteil der Ela-Decke maximal 450 m und nimmt gegen Osten sukzessive ab. Dies ist hauptsächlich auf die Erosion der Obergrenze im Frühen Jura zurückzuführen (Bildung der Alv-Brekzie), könnte aber auch auf geringere Sedimentationsraten und länger andauernde Schichtlücken hinweisen.

r_k Uglix-Plattenkalk und Kössen-Formation [Plattenkalk und Kössener Schichten], Norien – Rhät

Im Val Tisch und im oberen Val Zavretta geht der hellgraue grob gebankte Hauptdolomit in einen dunkelgrauen, gelbbraun anwitternden, im Dezimeterbereich gebankten Kalk über, der mit dünnen Lagen von graubraunem Mergel wechsellagert. Diese von FURRER (1985, 1993) als Uglix-Plattenkalk bezeichneten Gesteinsabfolge wird von dunkelgrauem dünnbankigem Kalk, Mergel und Tonstein der Kössen-Formation überlagert. Charakteristisch sind rostbraun anwitternder Kalkoolith und fossilreicher Kalk (Lumachellenkalk) mit Muscheln, Schnecken, Brachiopoden, Seeigelstacheln und Korallen.

Der Uglix-Plattenkalk ist nur wenige Meter mächtig. Die Kössen-Formation kann im Val Tisch bei rund 40 m Mächtigkeit in ein basales tonreiches Alplihorn-Member und ein kalkreiches jüngerer Schesaplana-Member (mit Korallen) unterteilt werden (PÖTSCHKE 1982, FURRER 1993).

l-i_A Allgäu-Formation [Allgäu-Schiefer], Früher – Mittlerer Jura

Die Allgäu-Formation besteht aus einer dunkelgrauen Wechsellagerung von tonigem Kalk und Mergel. Im unteren Teil (Trupchun-Member, 100–200 m mächtig) und im oberen Teil (Mezzaun-Member, 100–150 m mächtig, Fig. 6) sind zahlreiche Kalkturbidite eingeschaltet, die an der Südostflanke des Piz Blaisun durch auffällig schokoladefarbene, 10–30 m mächtige, Mangan führende Schichten unterteilt werden (Blaisun-Member; EBERLI 1985).

Die proximalen Turbidite des unteren Trupchun-Members und des unteren Mezzaun-Members zeigen oft ein basales Feinkonglomerat mit Dolomit- und Kalkklasten sowie Crinoidenstielgliedern. Die mittleren, laminierten Intervalle der Turbidite sind reich an Crinoidenresten und Kieselschwammnadeln, was die starke Verkieselung erklärt. Die obersten, tonigen Kalkintervalle der Turbidite und die Mergellagen der Hintergrundsedimentation zeigen oft intensive Bioturbation, insbesondere durch das Spurenfossil *Chondrites* isp. Andere Fossilien sind selten. Neben den bankweise angereicherten Kieselschwammnadeln und Crinoidenstielgliedern können im Trupchun-Member Belemniten sowie vereinzelte Ammoniten, Muscheln und Seeigelstacheln gefunden werden.

Die Gesteine der Allgäu-Formation sind zusammen mit den jüngeren Ablagerungen tektonisch stark beansprucht, verfaltet und zerfallen teilweise zu



Fig. 6: Kalkturbidite des Trupchun-Members der Allgäu-Formation (rechts) und Blais-Radiolarit (links) der Ela-Decke am Piz Blaisun, Blickrichtung Ost (Koord. 785.600/164.200). Foto H. Furrer, 1989.

griffelförmigen Bruchstücken. Die starke Tektonisierung zeigt sich auch in den boudinierten Belemnitenrostren (Fig. 7) und den extrem geplätteten Ammoniten des Val dla Crusch, am Piz Üertsch und bei der Fuorcla Gualdauna.

I_b **Alv-Brekzie** [Brekzie vom Typus Alv], Sinémurien – Pliensbachien

Die nach dem Piz Alv am Berninapass benannte bunte Brekzie enthält bis faustgrosse, eckige Trümmer von Hauptdolomit und Kalk der Kössen-Formation in einer gelben bis rötlichen tonig-kalkigen oder dolomitisierten Grundmasse. Neben einzelnen Belemniten und Gastropoden treten Crinoidenstielglieder auf, die schon von ZOEPPRITZ (1906) vom Albulapass erwähnt wurden (*Millericrinus* sp. und *Belemnites acutus*). Die bunte Brekzie ist meist nur wenige Meter mächtig (maximal 40 m) und liegt lokal diskordant auf den basalen Schichten der Kössen-Formation oder direkt auf dem Hauptdolomit, der in seinem oberen Teil von bis zu 20 m tiefen Spaltenfüllungen durchsetzt sein kann (Fig. 8). Auch die Alv-Brekzie selbst zeigt mit Kalzit oder Dolomit zementierte Klüfte und jüngere Spaltenfüllungen, ist also eine mehrphasige Bildung. Sie wird als submarine Felssturzbrekzie im Bereich von syndimentären Brüchen gedeutet, die sich beim Zerbrechen der triassischen Flachwasserplattform und der Öffnung der jurassischen Tethys ge-

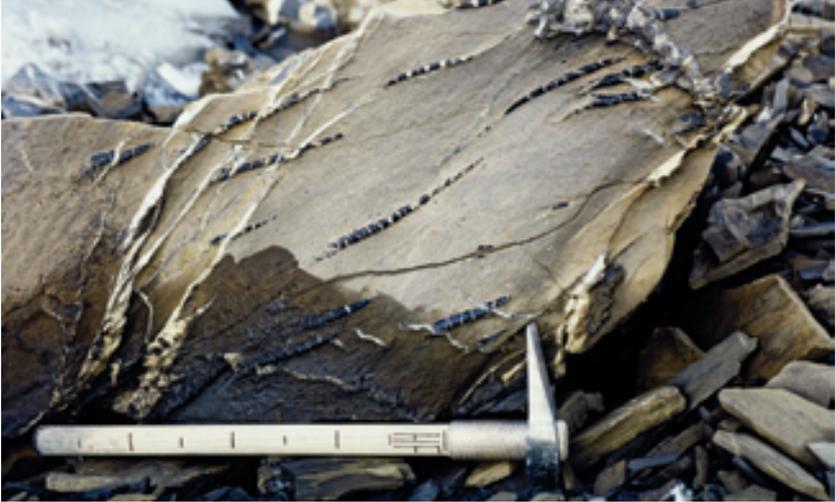


Fig. 7: Geplättete und boudinierte Belemnitenrosten der Allgäu-Formation (Trupchun-Member) der Ela-Decke. Foura da l'Üertsch (Koord. 785.280/163.980). Foto H. Furrer, 1989.

bildet haben. Da vergleichbare bunte Brekzienvorkommen auch bankartig im unteren Teil der Allgäu-Formation auftreten können, dürfte die Alv-Brekzie im Frühen Jura (Sinémurien – Pliensbachien) entstanden sein.

Gute Aufschlüsse liegen direkt südlich der Albulapassstrasse (Pkt. 2316.8, Koord. 784.900/162.150), bei Blais Arduonda (Koord. 782.500/162.050, auf der Karte als «Kieselige Kalke» kartiert) und östlich der Fuorcla Gualdauna (Koord. 788.400/163.490, EBERLI 1985, FURRER 1985).

I_k Trupchun-Member p.p. der Allgäu-Formation [Kieselige Kalke], Sinémurien?

Die «Kieseligen Kalke» umfassen einen dunkelgrauen, gelbbraun anwitternden, kieseligen Kalk mit hellgrauen bis schwarzen Hornsteinlagen und stellen im gesamten Kartengebiet ein markantes Schichtglied an der Basis der Allgäu-Formation dar. Dieser dünnbankige Kalk ist oft fein laminiert, zeigt wellige Schichtflächen und ist von zahlreichen, mit weissem Kalzit gefüllten Klüften durchsetzt. Die maximal 25 m mächtige Kalkabfolge wurde von EBERLI (1985) ins Trupchun-Member gestellt. Sie dürfte aus dem Frühen Jura (Sinémurien?) stammen; im Kartengebiet wurden jedoch keine datierbaren Ammoniten gefunden.



Fig. 8: Alv-Brekzie als Spaltenfüllung im Hauptdolomit. Igl Compass. Foto H. Furrer, 1982.

i_b Polymikte Brekzie, Kreide?

Im Aufstieg von der Alp Zavretta zum Muot (Koord. 780.060/163.280) steht eine grobe Brekzie mit bis faustgrossen Trümmern von hell- bis dunkelgrauem Kalk in einer sandigen Matrix an. Die maximal 10 m mächtige Brekzie liegt mit tektonischem Kontakt unter dem Hauptdolomit und der Mora-Rauwacke («Raibler Rauwacke»). Diese Brekzie wurde von H. Heierli zur Ela-Decke gestellt. Nach neuerer Auffassung gehört sie, zusammen mit den isolierten Aufschlüssen von «Mergelkalk» (c_m) am nördlichen Talhang des Val Zavretta, zur Tschitta-Zone (Err-Deckenkomplex). Somit wäre diese polymikte Brekzie in die Kreide zu stellen, was aber bisher nicht bestätigt werden konnte.

i_{RA} Blais-Radiolarit und Russenna-Formation [Radiolarit (Hornstein) und Aptychenkalk], Später Jura – Frühe Kreide

Der rote und grüne, rostig anwitternde Blais-Radiolarit mit seinen schwarzen Manganerzbelägen ist an der Basis leicht kalkig. Nach oben geht er in den hellgrauen bis graugrünen dünnbankigen «Aptychenkalk» der Russenna-Formation über. In diesem dichten, mergelige Zwischenlagen aufweisenden Kalk sind Aptychen und Muschelfragmente erkennbar.

Beide Schichten zusammen bilden, steil gegen Norden einfallend, den Gipfel des Piz Blaisun (Fig. 6, Koord. 785.720/164.200). Mit knapp 6 m ist der Blais-Radiolarit am Piz Blaisun viel weniger mächtig als in seinem Typusgebiet im Val Trupchun (CARON et al. 1982, DÖSSEGGER et al. 1982). Auch die Russenna-Formation ist in der Ela-Decke nur 4–6 m mächtig.

**c_m Emmat- und Chanèls-Formation, God-Drosa-Flysch [Mergelkalk],
Albien – Cénomaniën**

Die isolierten Aufschlüsse von «Mergelkalk» (c_m) am nördlichen Talhang des Val Zavretta wurden in der vorliegenden Karte zur Ela-Decke gestellt. Nach neuerer Auffassung gehören sie jedoch zur Tschitta-Zone (Teil des Err-Deckenkomplexes). GRONOWSKI (1983) verglich die dunkelgrauen tonigen Kalkabfolgen mit der Emmat-Formation und konnte dank palynologischer Untersuchungen von P. Hochuli (Zürich) am Ovel da Zavretta (Koord. 779.800/162.860) Albien-Alter nachweisen.

Das jüngste Schichtglied der Ela-Decke besteht aus einer stark deformierten Abfolge von hellgrauem, dünnbankigem tonigem Kalk, dunkelgrauem Mergel, rostbraun anwitterndem feinkörnigem Sandstein sowie aus einer polymikten Brekzie mit bis faustgrossen Trümmern von verschiedenen Dolomiten und Kalken der Allgäu-Formation sowie Radiolarit und «Aptychenkalk» in einem ockerfarbenen kalkigen Zement. Die mit der Chanèls-Formation und dem God-Drosa-Flysch vergleichbaren Gesteine bilden im Val Tisch bei Igl's Saglients ein melangeartiges, maximal 8 m mächtiges Vorkommen unter der Überschiebungsfläche der Silvretta-Decke (Koord. 782.200/164.800). Planktonische Foraminiferen (*Globotruncana* sp., *Rotalipora* sp.) geben ein Cénomaniën-Alter an (PÖTSCHKE 1982, FURRER 1985).

OBEROSTALPIN

S-CHARL-DECKE

Die S-charl-Decke umfasst im Gebiet des vorliegenden Atlasblattes die Subsilvrettiden Linsen und den «Dolomit von S-chanf». Diese Einheiten werden heutzutage nicht mehr als eigenständige Decke betrachtet, sondern als abgeschürfte Sedimente der Silvretta-Decke interpretiert und demzufolge der Silvretta-Decke zugeordnet. Wie diese Sedimente jedoch unter die Basis-Überschiebung der Silvretta-Decke zu liegen gekommen sind, ist nicht restlos geklärt. Dazu wären polyphase Bewegungen entlang der Silvretta-Überschiebung, eine Verfaltung dieser Überschiebung oder eine Out-of-Sequence-Überschiebung nötig. Die in der Kar-

tenlegende der S-charl-Decke zugeordneten Kartiereinheiten werden im Rahmen der lithostratigraphischen Beschreibungen der Silvretta-Decke erläutert (s.u.).

SILVRETTA-DECKE

Der Begriff Silvretta-Decke umfasst in diesen Erläuterungen sowohl die Einheiten der herkömmlichen Silvretta-Decke, wie sie in der Kartenlegende aufgeführt wurden, als auch diejenigen der ehemaligen S-charl-Decke (Subsilvrettiden Linsen, «Dolomit von S-chanf»), die heute als abgeschürfte, von der eigentlichen Silvretta-Decke überfahrenen Sedimente der Silvretta-Decke interpretiert werden. Die lithostratigraphische Einheiten der Subsilvrettiden Linsen und des «Dolomits von S-chanf» werden im Anschluss an die Beschreibung der Silvretta-Decke aufgeführt (s.S. 48ff.).

Die oberostalpine Silvretta-Decke, die das höchste tektonische Element im Gebiet von Atlasblatt Albulapass darstellt, nimmt den Nordteil des Kartengebiets ein. Dazu gehört die markante, aus Kristallingesteinen aufgebaute Gebirgsgruppe des Piz Kesch (Piz d'Es-cha, 3417,7 m ü.M.).

Das Silvretta-Kristallin besteht im Wesentlichen aus granitoiden Orthogneisen, Paragneisen und Amphiboliten. In vorvariszischer Zeit bildeten sich granitische Magmen, die in die ursprünglichen Sedimente und basischen Gesteine intrudierten. Während der variszischen Orogenese (350–300 Ma) wurden die Gesteine durch eine amphibolitfazielle Metamorphose überprägt. Die während dieser Orogenese gebildeten Strukturen und Mineralparagenesen sind noch heute beobachtbar. Im Späten Karbon entstanden Bruchgräben, entlang derer im Frühen Perm saure Eruptiva («Quarzporphyr» bzw. Rhyolith und Dazit) gefördert wurden (MAGGETTI & FLISCH 1993). Darüber lagerten sich in den Gräben und längs der Bruchränder Schüttungen von Konglomerat, Sand- und Tonstein («Verrucano» bzw. Chazforà-Formation) des Späten Perms und der Frühen Trias ab. In der Mittleren und Späten Trias wurden hauptsächlich karbonatische Gesteine wie Dolomit und Kalk sowie ursprünglich evaporitische Rauwacke abgelagert.

Die dem Silvretta-Kristallin aufliegenden Vulkanite und Sedimentgesteine (detritische Gesteine des Perms und der Frühen Trias sowie Karbonatgesteine der Mittleren und Späten Trias) sind im Ducangebiet nördlich des Kartenperimeters in einer überkippten Synklijalstruktur aufgeschlossen (EUGSTER 1923a). Im Gebiet von Blatt Albulapass sind diese Sedimente im Bereich des Piz Prosonch als eine steil gegen Südosten einfallende Verkehrtserie in primärer Mächtigkeit ausgebildet. Sie lassen sich um das Kristallingebiet des Piz Freglas–Piz Darlux–Tschima da Tisch herum in den Nordhang des Val Tisch verfolgen, wo sie weiter südlich im unteren Val Tuors sowie am Nordhang des Val Tisch stark ausdünnen (Taf. 1, Profil 2). Weiter gegen Osten treten am Südrand des Silvretta-Kristallins nur noch isolierte, linsenartige Vorkommen der entsprechenden Sedimentgesteine auf, die seit HEIERLI (1955) als Subsilvrettide Linsen bezeichnet werden.

Die alpine Orogenese bewirkte die Abscherung und Überschiebung der ost-alpinen Decken auf externere Einheiten. Das Silvretta-Kristallin unterlag in dieser Zeit, vor allem an der Basis, einer schwachen regionalen Metamorphose (Verjüngung des Biotits, Bildung von Stilpnomelan).

Kristallin¹⁾

Am Amphibolite: Plagioklas-, Granat- und Eklogitamphibolite

Amphibolitvorkommen haben einen bedeutenden Anteil am Silvretta-Kristallin. SPAENHAUER (1932) unterscheidet zwischen Ortho- und Paraamphibolit. Im Gebiet von Blatt Albulapass sind nur kleinere Amphibolitkörper als Ausläufer der mächtigen Amphibolitvorkommen des Val Punt Ota (Atlasblatt Zernez) aufgeschlossen. Makroskopisch ist eine genaue Bestimmung der meist dunkelgrünen, feinkörnigen und häufig retrometamorphen Gesteine meist nicht möglich. Mikroskopisch konnten Plagioklas- und Epidotamphibolite, Granat- und Bänderamphibolite sowie Eklogitamphibolite unterschieden werden. Meist führen sie neben zersetztem Plagioklas (Zoisit und Serizit) noch etwas Quarz. Akzessorien sind opakes Erz (z.T. Pyrit), oft mit Leukoxenrand, sowie Titanit, Rutil, Kalzit, Epidot und Apatit.

Am Ova da Müsella (Val Susauna) enthält ein Granatamphibolit als Nebengengenteil grobkörnigen Omphazit, der längliche Aggregate bildet und teilweise mit grüner Hornblende verwachsen ist. Omphazit sowie Epidot bilden Einschlüsse im Granat. Typische Eklogitamphibolite, die bis zu 50% aus symplektitisch verwachsener Hornblende und Plagioklas (Albit?), blassgrüner, im Kern farbloser porphyroblastischer Hornblende, Klinozoisit und Granat bestehen, findet man am Nordhang des Val Susauna und im obersten Urezza Pedrun, als Fortsetzung des mächtigen Amphibolitvorkommens des Val Punt Ota (Atlasblatt Zernez). Hier stehen auch Vorkommen von Bänderamphibolit an, in denen dunkle Amphibolitlagen mit hellen Bändern wechsellagern, die Hornblende, Biotit, Mikroklin, Quarz und Plagioklas führen.

Die meisten Amphibolite bestehen aus gewöhnlicher grüner Hornblende und Andesin, die fast immer in Serizit und Epidot umgewandelt sind. Daneben sind Titanit und Rutil sehr verbreitet, was für den Orthocharakter dieser Amphibolite spricht.

Die basischen Gesteine durchliefen ein voramphibolitisches Eklogitstadium (MAGGETTI et al. 1987, MAGGETTI & GALETTI 1988). Heute zeigen die Amphibolite mehr oder weniger ausgeprägte Übergänge in Paragenesen der Grünschiefer-

¹⁾ Nach P. BEARTH (unpubl. Mskr.). Die Reihenfolge der lithostratigraphischen Beschreibungen wurde entsprechend der relativen Altersabfolge neu geordnet und entspricht nicht derjenigen der Kartenlegende (betrifft vor allem Stellung der Ganggesteine).

fazies (retrograde alpine Metamorphose), was die Umwandlung von Plagioklas in Serizit und Zoisit, von Biotit in Chlorit oder in Hellglimmer und Erz und von Granat in Epidot und Chlorit illustriert.

G_S Paragesteine: Biotit-Schiefergneise, Hornfelsgneise, Feldspat-knotengneise, Alumosilikatgneise und -schiefer

Die Paragesteinszonen zeigen eine wechselnde Folge von Lagen verschiedener Zusammensetzung und Mächtigkeit und sind intensiv verfaltet. Häufig sind Zweiglimmergneise und -schiefer. Sie führen neben Quarz und Plagioklas selten auch etwas Kalifeldspat sowie akzessorisch Erze (z.T. Hämatit), Apatit, Turmalin, Kalzit, Titanit, Zirkon und Granat. Analoge Zusammensetzung und Verbreitung, aber feineres Korn haben die Hornfelsgneise. Sie zeigen im Dünnschliff eine Paralleltexur und bilden innerhalb der übrigen Paragneise konkordante Lagen. Verbreitet sind ferner Feldspat-Knotengneise, mit bis zentimetergrossen, augenförmigen Plagioklasporphyroblasten in einer feinkörnigen glimmerreichen Grundmasse. Die Alumosilikatgneise umfassen vor allem Granat führende Zweiglimmergneise und -schiefer mit einem oder mehreren Alumosilikate – Andalusit, Disthen und Sillimanit (meist als Fibrolith) – sowie Staurolith. Die Alumosilikate bilden grössere und kleinere (mikroskopische) Porphyroblasten.

Selten findet man in den Paragesteinen auch Einschaltungen von Quarzit und konkordante, Hornblende und Biotit führende Lagen sowie dunkelgrauer, rostrot anwitternder feinkörniger Phyllit, der neben Quarz, serizitisierem Plagioklas, Muskovit, Biotit und Graphit gelegentlich Serizitpseudomorphosen nach einem stängeligen Mineral (Zoisit?, Andalusit?) führt. Erwähnenswerte Phyllitvorkommen finden sich westlich des Vadret da Porchabella, zwischen Pkt. 2985 und Pkt. 2919.

Für das Kristallin der Silvretta-Decke und der Ötztal-Decke typisch sind die Quarz-(Disthen-)Andalusitknauer (SPAENHAUER 1933, PROSPERT 1997). Sie finden sich ziemlich häufig im Paragneis westlich des Vadret Pische- und des Vadret da Porchabella, sowie zwischen dem Val Viluoch und dem Val d'Arpschella. Quarz tritt in milchigblauen, selten idiomorphen, bis mehrere Dezimeter langen Kristallen auf. Disthen ist selten und mit Andalusit lamellar verwachsen. Daneben ist Korund recht häufig. Seltener ist idiomorpher Albit mit bis 0,7 cm Kantenlänge.

Hornblendegneis

Am Osthang des Val Plazbi, nahe am Kontakt zu den grobflaserigen Augengneisen (GO), schied P. Bearth auf dem vorliegenden Kartenblatt ein nicht näher beschriebenes, isoliertes Vorkommen von Hornblendegneis innerhalb der Paragesteine (G_S) aus.

GI Biotitreiche Streifengneise, Kesch-Gneis

Der Kesch-Gneis unterscheidet sich vom Forun-Gneis (**GO**) durch einen höheren Biotitgehalt, eine ausgeprägte Lamination und die dünnen Quarz-, Glimmer- und Feldspatlagen. Er enthält zudem hornfelsartige glimmerreiche Schmitzen, die parallel zur Schieferung eingeregelt sind. Feine Risse senkrecht zum Streckungslinear deuten geringe Verschiebungen an.

Der Kesch- und der Forun-Gneis repräsentieren Orthogneiskörper. Sie stehen nirgends in direktem Kontakt zueinander. Östlich des Val Plazbi ist der Kesch-Gneis nur um die vom Piz Kesch–Piz Val Müra ausgehenden Grate und in den von ihnen eingeschlossenen Karflächen anstehend. Dieses Gebiet ist nahezu lückenlos von Paragesteinen (**G_S**) umschlossen, die ihrerseits von Forun-Gneis umrahmt sind. Nördlich der Tschimas da Tisch ist der Kesch- vom Forun-Gneis durch die mächtige Serie der Paragneise des Piz Freglas getrennt.

An den meist steilstehenden Kontakten zu den Paragneisen beobachtet man Injektions- und Assimilationserscheinungen. Die Paragesteine sind beispielsweise am Westfuss des Piz Kesch, am Nord- und Südgrat des Piz Porchabella und am Piz Viroula von aplitischen und pegmatitischen Gängen durchsetzt.

GO Grobflaserige Augengneise vom Typus Piz Forun (Forun-Gneis)

Hauptgemengteile sind Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit. Untergeordnet treten Muskovit und akzessorisch Apatit, Monazit, Zirkon und Granat auf. Charakteristisch sind die Kalifeldspateinsprenglinge, die dem Gestein die grobflaserige, augige Textur verleihen. Der Quarz ist meist undulös, teils auch feinkörnig dynamisch rekristallisiert. Der Alkalifeldspat ist als Orthoklas, Mikroklin und Mikroperthit ausgebildet. Häufig sind Einschlüsse von idiomorphem Plagioklas und Quarz. Verbreitet ist auch Myrmekit. Plagioklas liegt als Oligoklas vor, ist häufig serizitisiert und meist reich an mikrolithischen Einschlüssen von Muskovit, Biotit, Zoisit und Epidot. Biotit ist rostbraun bis hellgelb, selten grünlich pleochroitisch (alpine Bildung?) und oft mit Muskovit verwachsen. Die Monzoniteinschlüsse weisen pleochroitische Höfe auf. Besonders am Piz Forun finden sich zahlreiche hornfelsartige und biotitreiche Schmitzen.

Ap, Pg Aplite, Pegmatite

Sowohl die Orthogneise als auch die damit in Kontakt stehenden Paragneise werden von Apliten und Pegmatiten durchschlagen. Die Aplite unterscheiden sich von den Graniten durch ihr feines Korn und durch die starke Vorherrschaft von Alkalifeldspat und Quarz. Zudem führen sie ausschliesslich Muskovit.

Die Turmalin-Muskovit-Pegmatite bestehen aus symplektitisch verwachsenem Quarz und Alkalifeldspat, wenig Plagioklas und grösseren Muskovitpaketen.

Turmalin (Schörl) bildet zentimetergrosse idiomorphe Kristalle. Akzessorisch findet sich Apatit. Die Pegmatite treten z.T. gruppenweise auf und zeigen durchwegs kräftige Kataklyse. Besonders erwähnenswert sind die Vorkommen am Piz Darlux, am Südrand des Vadret Pischa und am Ostgrat des Piz Viroula.

δβ Diabas- und Lamprophyrgänge (basische Ganggesteine)

Als jüngste Bildungen des Silvretta-Kristallins sind im Bruch graue bis dunkelgrüne, durch die Verwitterung hellgraue oder rote, richtungslose, feinkörnige basische Ganggesteine (Diabas und Lamprophyr) zu betrachten, die alle übrigen Gesteine diskordant durchschlagen (HELLERMANN-FURRER 1992). Sie erreichen nur wenige Meter Mächtigkeit und zeigen weder eine bevorzugte Richtung noch ausgeprägte Häufungsstellen (BEARTH 1932a). Meist führen diese Gänge als Hauptgemengteile Plagioklas (Andesin) und Pyroxen (Augit, z.T. Titanaugit). Der Pyroxen ist randlich meist in braune oder grüne Hornblende umgewandelt, und der zonare Plagioklas zerfällt im Kern in Zoisit, Klinozoisit und Serizit. Es gibt auch Gänge, die als dunkle Gemengteile ausschliesslich braune oder grüne Hornblende führen. Wieder andere führen nur Biotit ± Hornblende, die beide teilweise in Chlorit umgewandelt sein können. Als Akzessorien führen diese Gesteine Apatit, Magnetit und Titanit. Sekundäre hydrothermale Bildungen sind Kalzit und Quarz. Neben Albit, Epidot und Chlorit füllen sie auch die miarolithischen Räume.

Die Diabasgänge durchschlagen alle Gesteine des Silvretta-Kristallins, nicht aber die darüber abgelagerten permotriassischen Sedimente. Sie müssen also nach der variszischen Metamorphose und vor der Abtragung des entsprechenden Gebirges intrudiert sein, wahrscheinlich im Zusammenhang mit der postvariszischen Dehnungs- und Seitenverschiebungstektonik im frühen Perm. Die alpine Orogenese beschränkt sich auf eine postkristallin erfolgte, rein mechanische Überprägung. Entsprechende Gänge treten am Piz Cotschen (Koord. 787.200/165.300), am Piz Val Müra (Koord. 788.600/167.000) und bei Pignaint (Koord. 792.000/169.000) auf, sowie gehäuft im Gebiet nördlich des Piz Viluoch (Koord. 788.400/169.400).

Karbonateinschlüsse und Vererzungen im Silvretta-Kristallin

BEARTH (1932a) erwähnt folgende Karbonateinschlüsse im Orthogneis:

- Mehrere bis drei Meter mächtige Kalklinsen: an der Südbasis des Piz Kesch, in den Felsköpfen westlich des Ova Pischa, im Kar des heute vollkommen verschwundenen Vadret Pischa.
- Weisser, grobspätiger, Marmor, mit Amphibolit assoziiert: südlich von Punt da Splü im Val Susauna, auf 1850 m ü.M.
- Ca. 30 m breiter Aufschluss einer Brekzie aus Dolomit und Rauwacke: am untersten Felssporn nördlich des grossen Schuttkegels des Val Droslöng (westlich Susauna), auf 2050 m ü.M.

«Kalklinsen» finden sich auch an verschiedenen Stellen an der Basis des Silvretta-Kristallins, zwischen dem Piz Cotschen und dem Piz As-cha, im Bereich stärkster Kataklase. Es handelt sich um eisenschüssige Karbonatlinsen, die von einem Netzwerk von Quarzgängen umgeben sind. An Erzen wurden Hämatit, Siderit und Pyrit beobachtet. Die hydrothermal gebildete Vererzung ist an der durch Limonit bedingten rostroten Färbung der Gesteine von weitem erkennbar (Piz Cotschen; ladinisch cotschen = rot). Vermutlich besteht ein genetischer Zusammenhang mit den früher ausgebeuteten Eisenerzvorkommen in Murtel da Fier (fier = Eisen) und im Val Tisch. Auch die auffällige Rotfärbung der Gneise der Tschimas da Tisch mag damit zusammenhängen. Beim zuletzt genannten Karbonatvorkommen nördlich des Val Droszlöng handelt es sich sicher um tektonisch eingeschuppte Sedimente der Trias.

Sedimente

Die permotriassischen Sedimente der Silvretta-Decke können nach EUGSTER (1923a), FURRER (1985), EICHENBERGER (1986) und BÜRGIN et al. (1991) in vier grössere Transgressions-Regressionen-Zyklen unterteilt werden (stratigraphisch von unten nach oben):

Erster Zyklus (Perm – spätes Anisien)

Vulkanite und Vulkanoklastika der Ruina-Formation sowie kontinentale Schüttungen von Konglomerat, Sand- und Tonstein der Chazforà-Formation (Perm – Frühe Trias)

Küstennahe Schüttungen von Sand- und Tonstein der Fuorn-Formation (Frühe Trias – Anisien)

Sandiger Dolomit des Gracilis-Members und offenmariner Knollenkalk des Brachiopodenkalk-Members der Ducan-Formation (mittleres – spätes Anisien)

Flachmarines Trochitendolomit-Member der Ducan-Formation sowie Rauwacke an der Basis der S-charl-Formation (spätes Anisien)

Zweiter Zyklus (spätes Anisien – Ladinien)

Lagunärer Kalk und teilweise brekziöser Dolomit der S-charl- und Vallatscha-Formation (spätes Anisien)

Kalk-, Mergel- und Dolomitgesteine eines abgeschlossenen Beckens der Prosanto-Formation (Anisien – Ladinien)

Intertidaler Dolomit mit siliziklastischen und evaporitischen Einschaltungen der Altein- und Mingèr-Formation (Ladinien – Carnien)

Dritter Zyklus (Carnien – Norien)

Intertidaler Dolomit und Brekzienlagen der Fanez-Formation mit dem siliziklastischen Cluozza-Member (Carnien)

Inter- und subtidaler Dolomit der Hauptdolomit-Gruppe (Norien)

Vierter Zyklus (spätes Norien–Rhät)

Fossilreicher Tonstein, Mergel und Kalk der flachmarinen Kössen-Formation (spätes Norien–Rhät).

Ein relativ mächtiges, allerdings durch viele Brüche gestörtes Profil mit steil gegen Südosten einfallenden überkippten Schichten ist an der Nordseite des unteren Val Tuors aufgeschlossen. Südlich von Ravigliel Dador (Koord. 782.070/169.600) sind verschuppte detritische Gesteine der Chazforà- und Fuorn-Formationen nur durch ein Grasband von Gneisen des Silvretta-Kristallins getrennt. Gegen Westen schliessen Rauwacke, Dolomit und Kalk der Ducan-, S-charl- und der Vallatscha-Formation an. Die relativ fossilreichen Sedimentabfolgen der Prosanto-Formation an der Nordwestseite des namensgebenden Piz Prosonch (früher Piz Prosanto) sind in der Karte mit der Altein-, der Mingèr- und der Fanez-Formation zusammengefasst. Die Felstürme der Crippels da Blanchas bestehen aus hellgrauem Hauptdolomit.

Gesteine der Kössen-Formation sind nicht erhalten. Rauwacke und Dolomit der Raibl-Gruppe (Mingèr- und Fanez-Formation) sowie der Vallatscha-Formation repräsentieren östlich des Cuolm da Latsch längs des tektonischen Kontakts zum Forun-Gneis erhaltene Reste des Normalschenkels der Ducan-Synklinale.

An der Südseite des unteren Val Tuors, westlich und südlich des Piz Darlux und an der Nordseite des Val Tisch sind die verkehrt liegenden Sedimentgesteine schon stark ausgedünnt.

π **Bellaluna-Member der Ruina-Formation** [Quarzporphyr], Frühes Perm

Bei Muotta Sur (Koord. 780.900/167.500) treten zwischen dem Paragneis (G_S) des Silvretta-Kristallins und dem Konglomerat (p) der Chazforà-Formation verschieferte vulkanische Gesteine (Metarhyolith) auf, die das Bellaluna-Member der Ruina-Formation repräsentieren. In der mausgrauen, gelegentlich schlierenartig grünlich-rötlichen bis violetten Grundmasse mit Serizitschüppchen und -belägen sind Quarzkörner (Durchmesser ca. 1 mm) und Orthoklase (Durchmesser 2–5 mm) eingelagert. Lokal treten rostig anwitternde Nester von Pyrit und Magnetit auf. Der Metarhyolith ist im Kartengebiet maximal 100 m mächtig.

Der Bellaluna-Metarhyolith ist nicht datiert, wird aber wegen seiner stratigraphischen Position ins Frühe Perm gestellt (FURRER 1985, EICHENBERGER 1986).

p **Chazforà-Formation** [Verrucano, vorwiegend konglomeratisch], Spätes Perm – Frühe Trias

Die Chazforà-Formation besteht aus einer Wechsellagerung von violettem bis braunem grobkörnigem Sandstein mit zentimetergrossen Geröllen aus Kristal-

lin sowie Feinsand-, Silt- und Tonsteinlagen. Schräg- und Linsenschichtung sowie normal gradierte Bänke deuten auf wechselnde Wasserenergie in fluviatilen Rinnen hin. Die Mächtigkeit erreicht knapp 100 m.

Die Ablagerung der Chazforà-Formation dürfte im Späten Perm begonnen und bis in die Frühe Trias angedauert haben (FURRER 1985, EICHENBERGER 1986).

t₁ Fuorn-Formation p.p. [Buntsandstein], Frühe Trias – ?frühes Anisien

Grüne, gelbbraune und rostbraune grobkörnige karbonatische Sandsteinabfolgen der Fuorn-Formation liegen meist mit leichter Winkeldiskordanz auf der Chazforà-Formation. Die Korngrösse des gut gebankten Sandsteins nimmt gegen oben generell ab. Eingelagert sind maximal 15 cm mächtige auskeilende Schichten von rotvioletem Silt- und Tonstein mit Serizitbelägen, grauweissem Glimmersandstein, Konglomeratbänke mit Metarhyolithgeröllen und selten maximal 0,5 cm mächtige Hämatitadern. Den stratigraphischen Abschluss bildet ein dunkelgraubrauner, ockerfarben anwitternder dünnschichtiger tonhaltiger Kalk. Die Sandsteinabfolgen der Fuorn-Formation sind oft von weissen, alpintektonisch gebildeten Kalzitadern durchzogen und erreichen im Kartengebiet eine maximale Mächtigkeit von 200 m. Die Fuorn-Formation der Silvretta-Decke wurde vermutlich in der Frühen Trias und allenfalls im frühen Anisien abgelagert (FURRER 1985, EICHENBERGER 1986).

t_{2d} Gracilis-, Brachiopodenkalk- und Trochitendolomit-Member der Ducan-Formation [Gracilis-Schichten, Brachiopodenkalk und Trochitendolomit], mittleres – spätes Anisien

Das Gracilis-Member umfasst einen dunkelgrauen bis rostbraunen dünnbankigen dolomitischen Kalk mit Crinoidenstielgliedern (*Dadocrinus gracilis*).

Das Brachiopodenkalk-Member besteht aus gelb anwitterndem knolligem Kalk und Dolomit mit knorrigen Schichtflächen und schwarzen Tonhäuten, die oft Brachiopoden und Crinoidenstielglieder enthalten. Es ist im Kartengebiet 50–80 m mächtig.

Das 10–20 m mächtige Trochitendolomit-Member ist aus einem mausgrauen bis graubraunen undeutlich grob gebankten grobspätigen bis oolithischen Dolomit, der häufig Crinoidenstielglieder (Trochiten) führt, aufgebaut. Lokal treten Adern und Kluftfüllungen von silbergrauem, blättrigem Hämatit auf (s.S. 98 ff.).

Die drei Member gehören nach Brachiopoden-, Ammonoideen- und Conodontenfunden im Ducangebiet (ausserhalb des Kartengebiets) ins mittlere bis späte Anisien («Illyrien»–«Pelsonien»; FURRER 1985, EICHENBERGER 1986).

t_{2r} Fuorn-Formation p.p. [«Untere Rauwacke»], frühes Anisien

Zwischen den Sandsteinabfolgen der Fuorn-Formation («Buntsandstein») und den Karbonaten der Ducan-Formation tritt meist eine grau und braungelb anwitternde grobporöse Rauwacke auf, die mit dünnbankigem Sandstein wechselagert. Die seit EUGSTER (1923a) als «Untere Rauwacke» bezeichnete Serie schliesst Bruchstücke von maus- bis dunkelgrauem schieferigem Tonstein und hellgrauem Dolomit ein und erreicht eine Mächtigkeit von 15–20 m. Die «Untere Rauwacke» wird seit FURRER (1985) und EICHENBERGER (1986) zur obersten Fuorn-Formation gezählt und dürfte als evaporitische Ablagerung im frühen Anisien entstanden sein.

t₃ Vallatscha-Formation [Wetterstein-Dolomit (Vallatscha-Dolomit), Rauwacke] und **S-charl-Formation** [S-charl-Kalke, Rauwacke], spätes Anisien – frühes Ladinien

Die Vallatscha-Formation («Wetterstein-Dolomit») umfasst eine 45–80 m mächtige Abfolge von dunkelgrauem, undeutlich gebanktem und stark klüftigem Dolomit mit Gastropoden und Diploporen. Im unteren und oberen Teil treten auch gut gebankte Dolomitabfolgen mit tonigen Zwischenlagen auf. Im unteren Teil sind nestartige evaporitische Einschaltungen von Dolomitzement verbreitet. Diese Untereinheit ist in der Südostflanke des Piz Prosonch gut verfolgbar und auf der Karte als Rauwacke bezeichnet.

Die S-charl-Formation zwischen der Vallatscha- und der Ducan-Formation besteht aus drei Abschnitten (von unten nach oben):

Basale S-charl-Formation (Ravais-ch-Rauwacke, s.u.) mit grauem bis gelblichem Dolomit und Rauwacke (Mächtigkeit 180–200 m).

Untere S-charl-Formation mit mittel- bis dunkelgrauem mittel- bis dickbankigem Kalk und Dolomit mit sehr hell anwitternden feimbrekziösen dolomitischen Partien (Mächtigkeit 40–50 m).

Obere S-charl-Formation mit dunkelgrauem, hell anwitterndem dünnbankigem Kalk mit eingeschalteten dolomitischen Bänken mit intensiver Bioturbation (Mächtigkeit 150–200 m).

Neben Spurenfossilien treten in einzelnen Bänken gehäuft Kalkalgen (Diploporen), seltener Gastropoden und Seeigelstacheln auf. In der unteren S-charl-Formation wurden Reptilreste (Sauropterygier) gefunden (FURRER 1985, EICHENBERGER 1986).

t_{3r} Ravais-ch-Rauwacke [«Mittlere Rauwacke»], spätes Anisien

Die Ravais-ch-Rauwacke besteht aus einer meist mausgrauen, seltener gelblichen, ockerfarben bis rostig anwitternden grobporösen Rauwacke mit vereinzelt

weissen Gipsknollen. Darin eingelagert sind hell- bis ockergelbe Tonschiefer und rötlichgrauer, marmorartiger Kalk. Die Ravais-ch-Rauwacke ist 20–50 m mächtig und wird zur S-charl-Formation gestellt (FURRER 1985, EICHENBERGER 1986).

- t₄ Prosanto- und Altein-Formation** [Prosanto-Schichten und Altein-Dolomit], spätes Anisien – frühes Ladinien
Raibl-Gruppe: Mingèr- und Fanez-Formation [Dolomit, Raibler Schichten im Allg.], spätes Ladinien – Carnien

Die Prosanto-Formation umfasst eine dunkelgraue dünnbankige Abfolge von Kalk, Dolomit und Mergel, die in ihrem Typusgebiet am Piz Prosonch gut erhaltene Wirbeltierreste führt (Knochenfische und Reptilien, BÜRGIN et al. 1992, FURRER 2009).

Die Altein-Formation besteht aus einer mittelbankigen Abfolge von hellgrauem, teilweise gelblich anwitterndem Dolomit.

Die von H. Heierli ausgeschiedenen «Raibler Schichten im Allg.» umfassen den gelblich anwitternden hellgrauen Dolomit, der nach FRANK (1986) zur Raibl-Gruppe gehört.

Eine U/Pb-Datierung an Einzelzirkonen aus einer dünnen vulkanoklastischen Lage im oberen Teil der Prosanto-Formation ergab ein Alter von 241 Ma, eine weitere in der darüber liegenden Altein-Formation von 240 Ma (FURRER et al. 2008). Somit gehören der obere Teil der Prosanto- und die Altein-Formation in das frühe Ladinien (OGG 2012).

- t_{4r} Mora-Rauwacke** [Raibler Rauwacke], spätes Ladinien

Die Mora-Rauwacke der Mingèr-Formation (FRANK 1986) besteht aus gelblicher, ockerfarbener und hellgrauer grobporöser Rauwacke mit maximal 4 cm grossen Einschlüssen von rotem und grünem schieferigem Tonstein und hellgrauem Dolomit. Die Rauwacke enthält auch bis dezimetergrosse Gipsknollen. Zudem sind einzelne dunkelgraue Dolomitbänke eingeschaltet. Gegen oben wittert die Rauwacke graugrün und rostig an. Ihre Mächtigkeit beträgt 20–25 m (FRANK 1986).

- t_{4s} Cluozza-Member der Fanez-Formation** [Roter Sandstein und Schiefer], frühes Carnien

Das Cluozza-Member der Fanez-Formation umfasst einen meist roten, selten auch grünlichweissen dünnbankigen feinkörnigen Sandstein sowie Einschaltungen von grauem, selten leicht rot gefärbtem glänzendem schieferigem Tonstein, der oft einen serizitischen Belag auf den Schieferungsflächen aufweist. Die auffällige

siliziklastische Leitbank innerhalb der hellgrauen bis gelblichen Dolomitabfolge der Fanez-Formation ist 4–5 m mächtig und gehört gemäss palynologischer Datierung (HOCHULI & FRANK 2000) in das frühe Carnien.

t₅ Hauptdolomit-Gruppe, spätes Carnien – Norien

Der Hauptdolomit ist ein mausgrauer grob gebankter Dolomit, der hellgrau anwittert und stark geklüftet ist. H. Heierli zählte die etwa 5 m mächtige «Hauptdolomit-Basisbrekzie» noch zum Hauptdolomit, während FRANK (1986) die gleiche Brekzie als Valbella-Brekzie der unterliegenden Fanez-Formation zuordnete. Der Hauptdolomit ist im Kartengebiet bei Crippels da Blanchas (Koord. 778.280/168.360) maximal 120 m mächtig und wird aufgrund seiner lithostratigraphischen Stellung ins späte Carnien – Norien gestellt (FURRER 1985).

SUBSILVRETTIDE LINSEN

Vom unteren Val Tuors (Bellavista) am westlichen Kartengebietsrand bis zum Val Droszlöng, einem engen Seitentälchen des Val Susauna am östlichen Gebietsrand, markieren mittel- bis spätriassische Gesteinslinsen und -schuppen die Grenze der Silvretta-Decke. Diese Subsylvrettiden Linsen (HEIERLI 1955) sind häufig schuttbedeckt oder fehlen über weite Strecken ganz.

Die tektonisch stark beanspruchten und verschürften Linsen umfassen hauptsächlich Gesteine der späten Trias (Raibl- bis Hauptdolomit-Gruppe) und entsprechen lithologisch weitgehend den Sedimentabfolgen der Silvretta-Decke, allerdings in stark reduzierter Mächtigkeit.

t₆ Tektonische Brekzie

Im Kontakt mit dem Kristallin der hangenden Silvretta-Decke treten an verschiedenen Stellen zertrümmerte Gesteine (Kakirite und Kataklasite) auf, so besonders im Val Droszlöng (Koord. 794.350/167.750). Dort ist zwischen dem hangenden Gneis (GO) der Silvretta-Decke und dem frühjurassischen Kalk (I-i) des «Dolomits von S-chanf» eine tektonische Brekzie eingeschaltet, die aus einem wirren Durcheinander von maximal dezimetergrossen Bruchstücken von Flasergneis, Zweiglimmergneis, grauer und gelblicher Rauwacke sowie dunkel- und hellgrauem Dolomit besteht.

t₇ Rauwacke i. Allg.

Die Rauwacke i. Allg. enthält zentimeter- bis höchstens dezimetergrosse Trümmer und einzelne linsenförmig auskeilende Bänke von dunkelgrauem Dolomit mit Diploporen. Sie kann stratigraphisch nicht genauer eingestuft werden.

t₄ Raibl-Gruppe: Mingèr- und Fanez-Formation [Dolomit, Raibler Schichten i. Allg.], spätes Ladinien – Carnien

Die tektonisch stark beanspruchten Sedimente der Raibl-Gruppe entsprechen lithologisch weitgehend der auf Seite 47f. beschriebenen Abfolge in der Silvretta-Decke, allerdings in stark reduzierter Mächtigkeit. Zu erwähnen ist, dass es sich bei den nördlich von Pische (Koord. ca. 787.000/164.800) von H. Heierli fälschlicherweise als Sedimente der Raibl-Gruppe auskartierten Aufschlüsse gemäss PITTET (1993) um Hauptdolomit handelt, der von Kalkabfolgen der Kössen-Formation begleitet wird.

t_{4r} ?Mora-Rauwacke [Raibler Rauwacke], ?Ladinien

Die von H. Heierli als «Raibler-Rauwacke» bezeichnete Rauwacke enthält bis faustgrosse Trümmer von Gneis der Silvretta-Decke und mittel- bis hellgrauem Dolomit sowie Fetzen von rotem und grünem Schieferton. Auf der Fuorcla Pische (Koord. 785.820/164.630) und auf dem Grat nordwestlich des Piz Belvair (Koord. 789.920/165.560) treten einzelne, maximal 3 m mächtige Linsen von schmutzweissem Gips auf. Diese Rauwacke könnte der Mora-Rauwacke entsprechen und als tektonischer Abscherhorizont gedient haben. Morphologisch ist sie durch zahlreiche Versickerungstrichter und Dolinen markiert.

t₅ Hauptdolomit-Gruppe und Kössen-Formation [Hauptdolomit], spätes Carnien – Rhät

Der hellgraue, stellenweise auch leicht rötliche dichte bis feinkörnige, teils auch feinkörnige Dolomit ist im Allgemeinen schlecht gebankt. Er zerbricht in kantige Bruchstücke und bildet helle Schutthalden. Im stratigraphisch jüngsten Teil treten 1–3 m mächtige Lagen von Tonstein und Lumachellenkalk mit Brachiopoden und Korallen auf, die zur Kössen-Formation gehören (SENGÖR 1982).

«DOLOMIT VON S-CHANF»

Der isolierte, ca. 3 km lange und ca. 2 km breite Dolomitklotz nördlich von S-chanf ist begrenzt durch den Inn, das Val Susauna, das Val Droszlöng und das Val Gianduns. Er besteht aus mehreren, teils invers gelagerten Schuppen von Hauptdolomit und Rauwacke, die zwischen dem Kristallin der oberostalpinen Silvretta-Decke und der unterostalpinen Ela-Decke liegen. Grössere zusammenhängende Abfolgen fehlen, da das ausgedehnte Gebiet von God (ladinisch god = Wald)¹⁾ nur wenige Aufschlüsse bietet.

¹⁾ Die Bezeichnung God God auf der LK 1:25000 stellt mit grosser Wahrscheinlichkeit ein Blattschnittartefakt dar. Diese Vermutung wird gestützt durch die Tatsache, dass das fragliche Gebiet auf der LK 1:50000 lediglich als God bezeichnet wird.

t_{3r} «Mittlere Rauwacke», ?Ladinien

Auf Prospiz (Koord. 794.500/166.300) tritt lokal eine graue Rauwacke auf, die zum Teil Gipsbrocken enthält. Die von H. Heierli auf der Karte vorgenommene Abtrennung von der Mora-Rauwacke («Raibler Rauwacke») lässt sich nicht nachvollziehen.

t₄ Raibl-Gruppe: Mingèr- und Fanez-Formation [Dolomit, Raibler Schichten i. a.], spätes Ladinien – Carnien

Im oberen Val Gianduns treten zwischen Rauwacke und Hauptdolomit Lagen von hellgrauem bis beigem mergeligem Dolomit mit ockerfarbener bis bräunlicher Anwitterung auf. Typisch sind rostbraune Tonschmitzen und weisse, dolomitische, teils verkieselte Kluftfüllungen.

t_{4r} Mora-Rauwacke [Raibler Rauwacke], Ladinien

Bei der Mora-Rauwacke handelt es sich um eine gelbe Rauwacke mit bis faustgrossen Trümmern von hellem Dolomit der Raibl-Gruppe, rotem Sandstein sowie rotem und grünem schiefrigem Tonstein. Die grösste Mächtigkeit von bis zu 100 m erlangt diese Rauwacke im Val Gianduns (Koord. 793.780/165.920). Bei Acla Laret weisen Dolinen und Versickerungstrichter auf weitere Vorkommen von Rauwacke und eventuell auch Gips im Untergrund hin.

t₅ Hauptdolomit-Gruppe, spätes Carnien – Norien

Der dunkelgraue undeutlich gebankte, stellenweise auch dünnbankige Dolomit wittert hellgrau bis bräunlich an und enthält rundliche, weisse sparitische Hohlraumfüllungen. Eine maximal 5 m mächtige, monomikte Dolomitrekie mit bis kopfgrossen, eckigen Trümmern von dunkel- bis mittelgrauem Dolomit in einer hellgrauen dolomitischen Grundmasse wurde von H. Heierli zum Hauptdolomit gestellt. Gemäss FRANK (1986) entspricht diese Brekie der Valbella-Brekie, die der Fanez-Formation zugeordnet wird.

r_k Uglis-Plattenkalk [Plattenkalk und Kalkeinlagerungen im Hauptdolomit], Norien

Im und über dem Hauptdolomit finden sich Abfolgen von dunkelgrauem bis schwarzem gut gebanktem Kalk (Plattendicke 2–20 cm) mit dunkler, wulstiger Oberfläche und weisslichen runden Hohlraumfüllungen. Einschaltungen von dunkelgrauem Mergel mit glänzenden welligen Schieferungsflächen sowie seltene Lagen von Lumachellenkalk mit Muscheln ermöglichen eine Zuordnung zum Uglis-Plattenkalk. Die Mächtigkeit beträgt maximal 35 m.

I-i Allgäu-Formation [Kalk und Kieselkalk], Früher – Mittlerer Jura

Der dunkelgraue grobbankige kieselige Kalk der Allgäu-Formation wittert braun- bis hellgrau an und weist eine regelmässige Klüftung auf. Er ist feinkörnig bis feinkreuzig. Diese Kalkabfolge dürfte, im Gegensatz zur Kartierung von H. Heierli, nicht zum «Dolomit von S-chanf» (ehemals «S-charl-Decke»), sondern zur Ela-Decke gehören.

QUARTÄR

Die Spuren des Eiszeitalters (Quartär, rund 2,6 Ma vor heute bis zur Gegenwart), insbesondere diejenigen der jüngeren Zeitschnitte (Last Glacial Maximum LGM und jünger), prägen ausgedehnte Bereiche des vorliegenden Kartengebiets.

Im Gebiet von Atlasblatt Albulapass sind dies insbesondere die erosiven Hinterlassenschaften der Letzten Eiszeit («Würm-Eiszeit» auct., mit dem LGM = Last Glacial Maximum vor ca. 25–19 ka), die Moränen und Eisrandspuren des Spätglazials (Zeitraum ca. 18–11,5 ka vor heute) sowie die Gesamtheit der nacheiszeitlichen Bildungen. Letztere umfassen die Hinterlassenschaften der letzten 11,5 ka. Bei den diesbezüglichen Altersangaben handelt es sich um kalibrierte ¹⁴C-Datierungen. Die holozänen Erscheinungen manifestieren sich vor allem als vielfältige Schuttbildungen und können gemäss der aktuellen Klassierungskonzepte verschiedenen geomorphologisch relevanten Prozessbereichen (z.B. fluvialer, glazialer, periglazialer Prozessbereich usw.) zugewiesen werden (vgl. ROTHENBÜHLER 2000, KOCH 2003, IMBAUMGARTEN 2005, BEER 2005).

Aus geologischer und damit auch geomorphologischer Sicht wirken sich in erster Linie die Unterschiede zwischen den verwitterungsresistenteren kristallinen (nördlicher und südlicher Teil des Kartengebiets) und den weniger resistenten sedimentären Gesteinszonen (tonige Gesteine der Allgäu-Formation, Rauwacken der Albulapassfurche) als landschaftsprägend aus.

So widerspiegeln die aus den massigen Gesteinen des Err- (Val Bever) bzw. Silvretta-Kristallins (Piz Kesch) aufgebauten Talformen und Bergflanken an der Oberfläche nach wie vor primär die eiszeitliche Gletscherwirkung. Diese Gebiete sind dominiert durch rundlich ausgeformte Trogtäler mit Schliftgrenzen, Trogschultern und buckligen Rundhöckerfluren. In den Sedimentformationen der Silvretta-Decke und des Bernina- und des Err-Deckenkomplexes hingegen ist seit dem spätpleistozänen Gletscherrückgang durch deren Verwitterungsanfälligkeit viel mobiles Lockermaterial angefallen. Dieses säumt nun die Abhänge der schrof-

fen Gipfelpartien und umhüllt die Felsflanken, oft durchzogen von langen Murgangrinnen, kaskadenartig bis hinab an den Hangfuss. Entsprechende Beispiele finden sich im Gebiet um den Piz Üertsch und den Piz Blaisun am Albulapass, am Piz Prosonch / Val Tuors sowie im Val Tisch und am Piz Mezzaun / Val Chamuera.

Zwischen Bever und S-chanf wird das im Pleistozän parabelförmig ausgeschliffene Trogtal des Oberengadins angeschnitten. Der Verlauf der Inntal-Hauptachse folgt grundsätzlich der Engadiner Störung und ist damit tektonisch klar vorstrukturiert. Im Profil dieser breiten, im Gesamtbild leicht asymmetrischen Talung – die rechte Flanke wirkt steiler als die linke – bildet auf 2500–2600 m Höhe ein ausgeprägtes Trogschulterssystem einen markanten Gefällsknick. Die Ausgänge des Val d'Alvra und des Val d'Es-cha können dabei – wie weiter inntalaufwärts diejenigen der Seitentäler Val Champagna, Val Muragl, Suvretta da San Murezzan, Val Fex, Val Fedoz und die Furche des Julierpasses – als klassische Stufen- oder Hängetal-mündungen bezeichnet werden.

Pleistozän

Spätes Pleistozän

Einer der drei im Schweizer Alpenraum nachgewiesenen grossen letzteiszeitlichen Eisdome hatte sich im Oberengadin, mit Zentrum bei Samedan/Bever, aufgebaut (FLORINETH 1998, FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, SCHLÜCHTER 2009). Aus dieser Konstellation lässt sich ableiten, dass zur Zeit des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) über sämtliche mit dem Engadin verbundenen Pässe Eistransfluenzen in die benachbarten Gletschergebiete bestanden haben müssen.

Klar sichtbar ist die Schliftgrenze des LGM an der nordwestlich von Bever gelegenen Crasta Mora. Der benachbarte, westlich der Dschimels (Zwillinge) gelegene, aus dem Val Bever in Richtung Val d'Alvra überleitende, breit eingetieft Transfluenzsattel der Bottas Glischas stellt sich bis nach Crap Alv hinunter als klassisch überschlifene, mehrfach gestufte, kristalline Rundhöckerlandschaft dar. Die glazialerosive Überprägung ist hier bei noch intaktem Eisstromnetz erfolgt, das heisst bei einer Situation, als das Eis der Talvergletscherung an der Überlaufstelle noch mindestens 500 m mächtig war (= Höhendifferenz Überfließstelle-Talboden). Die Endlagen des Inn- und des Albulagletschers lagen damals noch weit ausserhalb des Kartengebiets, wohl mindestens bei Filisur bzw. unterhalb von Zernez, und dürften damit älter sein als das Gschnitz-Stadium (>16,5 ka BP).

Spätglaziale Stadien

q_{4m} Letzteiszeitliche Grundmoräne des Inngletschers (z.T. mit Rückzugsständen)¹⁾

In den inneralpinen Gletschereinzugsgebieten von eiszeitlicher Dimension (LGM) sind aufgrund eisdynamischer Überlegungen grundsätzlich keine Moränen gebildet und abgelagert worden. Die Fliessbewegungen des Eises und damit die Transportbahnen der Gesteinsblöcke weisen nämlich oberhalb der Gleichgewichtslinie stets in den Gletscher hinein. Gleichzeitig existierten in den Zeiten maximaler Vergletscherung nur relativ wenige eisfreie Gebiete, die als externe Schuttlieferanten wirksam waren. Zudem war der Zusammenbruch des grossen Eistromnetzes mit Sicherheit mit starken erosiven Prozessen gekoppelt, die zur weitgehenden Umlagerung bzw. Zerstörung früherer Ablagerungen führten. Die ältesten glazialen Ablagerungen im Kartengebiet dürften daher frühestens aus der Zeit des mittleren bis jüngeren Spätglazials stammen.

q_m Moräne i. Allg.: teils Lokal-, teils Talgletscher (mit Wall)

Die Moränenbedeckung der Oberengadiner Talflanken in Richtung des östlichen Kartengebietsrandes enthält mit grosser Wahrscheinlichkeit Material der Stadien von Zernez (Äquivalent des Gschnitz-Stadiums) und von Cinuoschel. Letzteres entspricht dem im Raum Davos definierten Clavadel-Stadium (MAISCH 1981) und fällt gemäss neueren Mindest-Datierungen im Gebiet vom Malojapass in den Zeitraum vor ca. 16 ka, also in die Älteste Dryaszeit (STUDER 2005, IVY-OCHS et al. 2006).

q_l Lokalmoräne (mit Wall)

Die weiter taleinwärts und höher gelegenen jüngeren Moränenserien – meist von eigenständigen, vom Haupttalgletscher losgetrennten Lokalgletschern abgelagert – gehören dem Daun-Stadium (prä-böllingzeitlich, d.h. ca. 14,5 ka cal BP) oder, falls in nächster Umgebung zu den rezenten Gletschervorfeldern gelegen, dem Egesen-Stadium an. Die Formfrische der Wälle und die auffallende Mehrgliedrigkeit (Staffeln oder Substadien) sind typische Erkennungsmerkmale des in den Ostalpen definierten Egesen-Stadiums (MAISCH 1981, 1987, SUTER 1981, IMBAUMGARTEN 2005). Sie wurden im Zeitraum zwischen ca. 12,8–11,5 ka cal BP (Jüngere Dryas) gebildet und stellen ein regionales Äquivalent des Pontresina-Stadiums dar.

Eines der schönsten Beispiele für Egesen-Moränen findet sich im Gebiet des hinteren Val d'Es-cha oberhalb von Madulain (Koord. 789.000/164.000). Hier

¹⁾ Die in der Kartenlegende verwendete Bezeichnung wurde entsprechend der aktuellen Nomenklatur angepasst.



Fig. 9: Mehrgliedrige Moränenwallserie des von der Porta d'Es-cha abströmenden Val-Mürä-Gletschers (hinteres Val d'Es-cha), die dem Egesen-Maximalstand zugerechnet werden.
Foto: M. Maisch.

liegen oberhalb der Moränen des Daun-Stadiums (am Talausgang) in engster räumlicher Nachbarschaft drei klar abgrenzbare Staffeln dreier aus den Karen Vadret Pischa, Vadret d'Es-cha und Porta d'Es-cha abströmender Lokalgletscher (Fig. 9). Die konzentrische Anordnung der Wälle erlaubt hier eine einwandfreie glaziologische Rekonstruktion der Eisumrisse. Die Berechnung der Gleichgewichtslinien (2:1-GWL; Accumulation Area Ratio AAR = 0,67) bzw. die für eine Zuordnung typischen GWL-Depressionswerte ergeben Werte in der Grössenordnung von 200–240 m (im Vergleich zur Gleichgewichtslinie des Hochstandes von 1850). Diese Befunde sprechen zweifellos für eine Zuordnung zum Egesen-Stadium (MAISCH 1981). Das Ende des Oberengadiner-Hauptgletschers (vereinigter Morteratsch-/Roseggletscher) lag damals bei Pontresina (GAMPER-SCHOLLENBERGER & SUTER 1982), der Vadret Lagrev erreichte damals gerade noch einmal den Talboden des Julierpasses (SUTER 1981, IVY-OCHS et al. 1996).

Ein ähnlich schönes Beispiel findet sich bei der Alp digl Chant im hinteren Val Tuors (Koord. 783.500/168.000). Hier hat der Vadret da Porchabella bei der Einmündung ins Val Plazbi zwei in Form, Aufbau und Fliessrichtung deutlich unterscheidbare Serien von Wällen und Eisrandterrassenbildungen hinterlassen. Diese

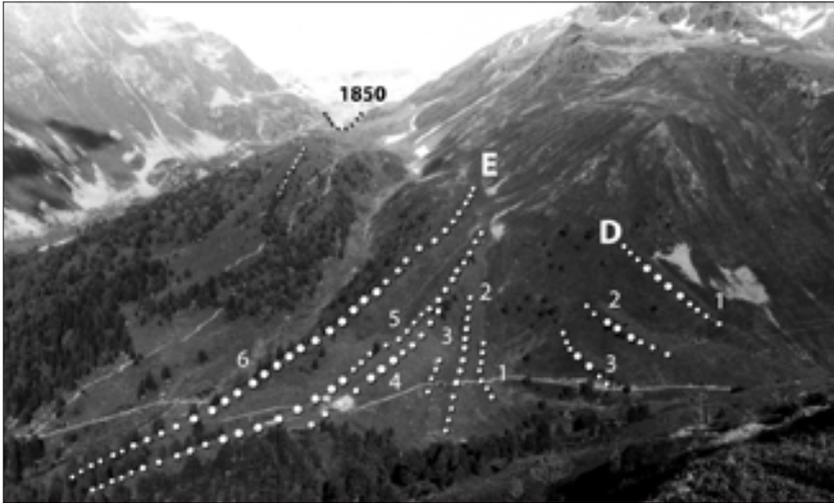


Fig. 10: Spätglaziale Moränenwälle auf der Alp digl Chant (Val Tuors). Deutlich lassen sich hier zwei verschiedene Moränenserien des spätglazialen Vadret da Porchabella unterscheiden. Die älteren, bereits leicht zerflossen wirkenden Wälle (D₁-D₃, Daun-Stadium) scheren nach rechts ins Val Plazbi aus, während die innere, deutlich formfrischere Moränenstaffel (E₁-E₆, Egesen-Stadium), dem allgemeinen Talverlauf folgend, nach links ins Val Tuors hinunterzieht.

Foto: M. Maisch.

Situation lässt auf eine Zugehörigkeit zum Daun- bzw. Egesen-Stadium schliessen (Fig. 10, MAISCH 1981). Es liegen aber keine ¹⁴C-Datierungen vor.

Auf der Südseite der Albulapassfurche zeichnet ein beinahe durchgehender, kilometerlanger Moränensaum die vorderste Front der egesenzeitlichen Flankenvereisung nach (Fig. 11). Im eisfrei gewordenen internen Bereich haben sich seither ausgedehnte Blockgletscherfelder entwickelt, welche auf der Westseite bis an die Ebene bei Crap Alv stossen. In einem Torfmoor auf dem Rundhöckerriegel bei Crap Alv (ausserhalb der Egesen-Moränen, Koord. 781.000/161.400) konnte mittels ¹⁴C-Datierung der untersten Torfschicht und dank ergänzender Pollenanalyse im Material des liegenden Glazialtones der Nachweis eines prä-bölling-/allerödzeitlichen Alters des Daun-Stadiums erbracht werden (Pollenanalyse von C. Burga, in MAISCH 1981). Untersuchungen zur Landschaftsgeschichte und neuere Datierungen an Moränenwällen, Blockgletschern und auf Rundhöckern von Transfluenzstellen im Gebiet des Albulapasses (Val Mulix, Val Tschitta, Crap Alv, Laiets, Buottas Glischas) erhärten die bisherigen Auffassungen zum Zusammenbruch des Eisstromnetzes und zur zeitlichen Abfolge des spätglazialen Gletscherschwundes (BÖHLERT 2010).



Fig. 11: Blick von Osten auf die Albulapassfurche mit deutlich erkennbaren Moränenwällen links der Passstrasse, am Nordfuss der Crasta Mora. Rechts Igl Compass und Piz Üertsch. Erwähnenswert ist auch das beinahe durchgehende Feld von Blockgletschern auf der abgeschatteten, permafrosthaltigen Nordseite des Gebirgszugs. Flugbild C. Rothenbühler.

Holozän

q. Rezente bis subrezente Moräne (mit Wall)

Die in der Kartenlegende als «rezent bis subrezent» ausgeschiedenen Moränenbildungen und die dazugehörenden Wälle entsprechen nach heutigen Kenntnissen in den meisten Fällen den Umrissen der Maximalstände der «Kleinen Eiszeit» (hauptsächlich Hochstand von 1850). Gelegentlich (z.B. Vadret da Tisch, Vadret da Porchabella) sind innerhalb der Vorfeldumrahmung weitere Moränenwälle zu erkennen. Sie dürften in den meisten Fällen dem «1920er-Vorstoss» zuzuordnen sein, welcher bei vielen Alpengletschern gut dokumentiert ist.

Der auffallende Schuttreichtum und die enorme Mächtigkeit der Moränenbildungen am Rande heutiger Gletscher (z.B. im hinteren Val Plazbi) machen deutlich, dass in diesen Formen auch Material früherer holozäner Vorstossphasen

akkumuliert ist. Sie enthalten in ihrem Schutt sozusagen «kondensiert» die Gesamtheit aller holozänen Kaltphasen.

Geomorphologisch auffallend sind die Moränenbastionen («Moränensturzhalden»). Es handelt sich um mächtige Schuttkörper, die teilweise von deutlichen Kantenrändern abgegrenzt sind. Typische Beispiele sind im Val d'Es-cha (Koord. 788.000/165.500), im Val Viluoch (Koord. 789.500/167.700) und im hinteren Val Mulix nordöstlich des Piz Bial (Koord. 779.800/159.800) anzutreffen. Moränenbastionen sind auch in anderen Teilgebieten des Oberengadins sehr häufig und typisch für kleine, aktive Kargletscher mit hoch hinaufreichenden Felswänden (KOCH 2003, IMBAUMGARTEN 2005). Die Gletscher haben hier im Verlauf der holozänen Kältephasen sukzessive riesige, an der Front übersteilte und damit sichtbar erosionsanfällige Moränenbastionen aufgeschüttet.

Bildungen dieser Art sind aus glazialgeomorphologischer Sicht Ausdruck eines moränenbegünstigenden Bilanzverhältnisses zwischen Schutttzufuhr (erheblicher Steinschlag aus den Felsflanken der Karumrandung) und erosivem Schutt-abtransport (geringe Transportkapazität, da die kleinen Kargletscher nur wenig Schmelzwasser liefern). Gelegentlich geraten Teile dieser Moränenbastionen – bei günstigen Permafrostbedingungen – später ins Kriechen, zeigen dann sekundär induzierte Bewegungsstrukturen (Kriechwülste) und manifestieren damit den Übergang von glazialen zu periglazialen Prozessen.

Im Vorfeld des Vadret d'Es-cha, wie auch in den seit 1850 eisfrei gewordenen Schuttarealen des Vadret da Porchabella, sind ausserdem Musterexemplare von «gestreifter Grundmoräne» (Glacial Flutes oder Fluted Moraines) erhalten geblieben (auf der Karte jedoch nicht explizit dargestellt). Die auffallend parallele Anordnung dieser länglichen, maximal 1 m hohen, aus Grundmoränenmaterial bestehenden Schuttstreifen, die in Eishohlräume an der Sohle des Gletschers gepresst wurden, zeichnet augenfällig die ehemalige Fliessrichtung nach. Ebenso sind sie Zeugen für «temperierte» Bedingungen am Gletscherbett (HAEBERLING 1995).

Im Kartengebiet existieren heute noch – vor allem konzentriert um die Gipfelregion des Piz Kesch – rund ein Dutzend mehrheitlich kleinere und als Folge der gegenwärtigen Klimaentwicklung sichtbar beschleunigt in einzelne Flecken zerfallende Gletscherreste (MAISCH 1992, MAISCH et al. 2000).

Der Vadret da Porchabella, der Teil des Schweizerischen Gletschermessnetzes ist (aktuelle Messdaten: <http://glaciology.ethz.ch/swiss-glaciers/>), ist mit einer Fläche von 2,1 km² (GLAZIOL.KOMM. 1973) bzw. 1,7 km² (GLAZIOL.KOMM. 2010) der mit Abstand grösste Gletscher innerhalb des Kartengebiets. Während der Hochstandsphase um 1850 umfasste er noch eine Gesamtfläche von 4,5 km². Er liegt direkt auf der kontinentaleuropäischen Hauptwasserscheide zwischen Inn (Donau, Schwarzes Meer) und Rhein (Nordsee). Die Hauptzunge (westliche Eisfront) entwässert in Richtung Val Tuors (Albula, Hinterrhein), während das Schmelzwasser der vom Piz Porchabella abfliessenden, kleineren Nebenzunge

(östliche Eisfront) ins Val da Tschüvel bzw. Oberengadin (Inn) gelangt. Damit entwässert der Vadret da Porchabella gleichzeitig in zwei Flusssysteme 1. Ordnung, was eine glazialhydrologische Rarität darstellt. Ebenfalls erwähnenswert sind die 1992 aus dem Eis dieses Gletschers geborgenen Überreste einer etwa 20-jährigen Frau, samt Kleidung und Ausrüstung aus der Zeit um 1700.

Im Zeitraum zwischen 1850 (Hochstandsausdehnung) und 1973 (erstes gesamtschweizerisches Gletscherinventar; Luftbildinventar) büsste der Vadret da Porchabella von seinen ursprünglich 4,5 km² Fläche (100%) rund 1,9 km² (42,2%), bis in Jahr 2000 (Satellitenbildinventar) weitere 0,5 km² (11,1%) und bis ins Jahr 2010 (Nachführung Satellitenbildinventar) nochmals 0,4 km² (8,9%) ein. Bei einer aktuellen Gesamtfläche von 1,7 km² hat er damit bisher bereits deutlich mehr als die Hälfte (62,2%) und wohl bald einmal zwei Drittel seiner Ausdehnung von 1850 verloren.

Seit 1893 figuriert der Vadret da Porchabella im Schweizerischen Gletscherbeobachtungsnetz der Glaziologischen Kommission (neu: EKK Expertenkommission der Schweiz. Akademie der Naturwissenschaften). Die Länge seiner Zunge und seine Fläche wird somit jährlich eingemessen. Die langjährigen Aufzeichnungen der Längenänderungen belegen, dass die Gletscherzunge – mit Ausnahme dreier Einzeljahre (1894, 1912, 1919, Reaktion des «1920er-Vorstosses») – beinahe ununterbrochen zurückgegangen ist. Von seiner ursprünglichen 1850er-Länge von 3,35 km (100%) hat der Vadret da Porchabella bis ins Inventarjahr 1973 rund 950 m (28,4%), bis 1979 (Stand des vorliegenden Kartenblattes) nochmals 122 m (3,6%) und im Zeitraum 1979–2013 (letzte Messung) weitere 367 m (11,0%) eingebüsst. Entlang der zentralen Fließlinie misst er somit noch 1,91 km, und die Zunge ist seit 1850 insgesamt um 1,44 km oder 43,0% kürzer geworden (im Schnitt 8,8 m/Jahr). Die fünf Jahre mit Rekordschwundwerten waren 1947 (–41 m), 1961 (–43 m), 1965 (–31 m), 1979 (–37 m) und 2003 (–32 m). In den letzten 12 Jahren seit 2001 wurden in der Folge – verglichen mit der gesamten Messperiode – durchwegs überdurchschnittliche Schwundwerte registriert (im Schnitt 17,9 m), ein deutliches Signal der gegenwärtigen Erwärmungstendenz im globalen wie regionalen Klimasystem.

Verschwemmte Moräne

Im frontalen Bereich einiger Lokalmoränen (q_l) sowie in den mit Moränenmaterial i. Allg. (q_m) bedeckten Talgründen findet sich ausgewaschene oder aufgearbeitete Moräne, die teilweise von glazifluviatilen Ablagerungen nicht unterscheidbar ist. Beispiele dazu stellen der Talgrund des Val Viluocho (Koord. 791.000/168.580) sowie der verschwemmte Zungenbereich des Lokalgletschers des Val Tscheps (Koord. 794.330/162.000) dar.

Erwähnenswerte Vorkommen fluviatil umgelagerter und ausgewaschener rezente und subrezente Moräne (q_r , glazifluviatile Sedimente) befinden sich am

östlichen Talhang des Val Plazbi bei Fora digl Kesch (Koord. 785.000/166.200) und östlich der Fuorcla Pischa im Gletschervorfeld des Vadret Pischa (Koord. 787.000/165.000).

«Blockströme» (Blockgletscher), Lawinen- und Schneehaldenmoränen

Die «Blockströme» (ältere, hier auf der Karte verwendete Bezeichnung) oder Blockgletscher (nach aktueller Nomenklatur, vom engl. Rock Glacier abgeleitet) gelten als typische Leitformen und Indikatoren des alpinen Permafrostes (HAEBERLI et al. 2006). Permafrost ist ständig gefrorener Boden (Lithosphärenmaterial). Er weist im Untergrund – unterhalb der sommerlichen Auftauschicht – im mehrjährigen Mittel negative Temperaturen auf.

Blockgletscher haben trotz ihres irreführenden Namens nichts mit Gletschern gemein. Sie bestehen im Innern – durch Bohrungen und geophysikalische Sondierungen (Seismik, Geo-Elektrik) mehrfach nachgewiesen – meist aus einem Schutt-Eis-Gemisch mit stark variablen Anteilen. Die Bewegungsgeschwindigkeiten aktiver Blockgletscher – bestimmt durch multitemporale Stereo-Luftbildaufnahmen oder direkte Distanzmessungen im Feld – erreichen typischerweise Beträge in der Grössenordnung von wenigen Zentimetern bis mehreren Dezimetern pro Jahr. Die Stauchungen und Verbiegungen der Fliesswülste auf der Oberfläche von Blockgletschern zeichnen sehr schön die Kriechbewegungen nach, da der Eisgehalt in den Porenräumen die interne Reibung zwischen den Blöcken entscheidend zu reduzieren vermag (vgl. HAEBERLI et al. 2006).

Die Kristallingebiete des trocken-kontinentalen Oberengadins (kalte Temperaturen, wenig Niederschlag) gehören mit zu den Zonen mit der höchsten Blockgletscherdichte in den Alpen. Die räumliche Verbreitung von Blockgletschern und ihr Aktivitätsgrad (aktiv, inaktiv oder reliktsch) sind das Ergebnis komplexer lokal-topographischer Gegebenheiten und wichtiger Klimafaktoren (Energiebilanz). Ihr Vorkommen ist neben der Grundvoraussetzung einer ausreichend grossen Hangneigung hauptsächlich bestimmt durch die Höhenlage (Jahrestemperatur), die Exposition (Strahlung) und die Schneebedeckung (Isolationswirkung). Auch die Schuttproduktion und -zulieferung aus den Felswänden (Verwitterung, Blockbildung) spielt eine wichtige Rolle.

Am häufigsten entstanden und entstehen Blockgletscher am Fuss von Schutthalden durch initiale Kriech- und Stauchbewegungen. Es bilden sich vorerst Schneehaldenmoränen (engl. Protalus Ramparts), auffallend bogenförmige Schuttwülste, welche sich bei günstigen Voraussetzungen im Zeitraum von Jahrhunderten bis Jahrtausenden zu länglichen Zungenformen weiterentwickeln können. Manchmal entstehen dabei auch ausgedehnte Blockgletscher-Felder, wie beispielsweise im Murtel dla Crappa (Koord. 781.890/167.200) oder südlich des Piz Freglas (Koord. 782.170/166.300).

Gesamtschweizerisch erstellte Hinweiskarten zur potentiellen Permafrostverbreitung im Hochgebirge (BAFU 2005) zeigen für das Kartengebiet, dass in Südhängen ab etwa 3000 m ü.M. mit Permafrost gerechnet werden muss. Demgegenüber stehen die strahlungsgeschützten Nordhänge, wo Permafrost bereits ab 2600 m ü.M., an kühlen Hangfusslagen ab 2400 m ü.M. und vereinzelt sogar schon ab 2200 m ü.M. vorkommen kann.

Dieser generelle Expositionskontrast hat beidseits der Crasta Mora (Gipfelhöhen zwischen ca. 2780–2935 m ü.M.) aus geomorphologischem Blickwinkel zu einer auffallenden Prozess- und Formasymmetrie geführt. Auf der permafrostfreien Südseite (Val Bever) sind die eiszeitlich geschliffenen, schuttbedeckten Hangpartien bis zum Talfluss von Murgangrinnen durchzogen, das heisst, es dominieren hier heute vor allem fluviatile Prozesse. Auf der abgeschatteten, permafrosthaltigen Nordseite des Gebirgszugs ist dagegen ein Schutthaldensaum (Frostverwitterung und Steinschlag dominant) mit einem beinahe durchgehenden Feld von Blockgletschern ausgebildet (Fig. 11). Der aus Kristallinblöcken bestehende Frontbereich kam so in erstaunlicher Breite bis auf die Sedimentabfolgen der Albulasteilzone zu liegen.

Besonders erwähnenswert ist der rezente Blockgletscher südlich Val Bella (Koord. 786.000/161.300), der als Besonderheit eine auffallende, mächtige Doppelzunge aufweist.

Die Entstehungszeit der älteren, meist am stärkeren Bewuchs (Flechtenbedeckung, Bodenbildung, alpine Rasen) erkennbaren Blockgletscher reicht in der Regel maximal ins ausgehende Spätglazial zurück und fällt mit dem Eisfreiwerden der Kareinzugsbiete im Anschluss an das Egesen-Stadium zusammen. So hat auf der rechten Seite des Val Viluoch ein aus dem Kar unterhalb des Piz Griatschouls hervorgegangener, heute bewachsener, reliktscher bzw. fossiler Blockgletscher mit seiner Stirn eine Seitenmoräne aus dem Spätglazial (Egesen-Stadium) überlagert (Koord. 790.940/186.100). Dies zeigt das nachträgliche Vordringen des Permafrostes am Ende der letzten Eiszeit in ehemals vergletscherte Areale. Diese Beeinflussung dürfte wohl bis ins frühe Holozän angedauert haben, bis zum verzögerten Ausschmelzen des Permafrostes. Eine ähnliche Situation ist auch in der moränenbesetzten Karmulde Murtel dla Muotta südlich des Val Tuors (Koord. 781.930/166.220) gut nachvollziehbar festgehalten.

Die oft enge räumliche Nachbarschaft von glazialen und periglazialen Prozessen (Gletscher bzw. Permafrost) manifestiert sich auch sehr schön im hinteren Val Plazbi, wo in der steilen Nordflanke des Piz Üertsch das direkte Nebeneinander von holozänen Moränenwällen (inkl. 1850er-Hochstand) und einem rezenten, hier aus triassischen Sedimenten der Ela-Decke bestehenden, länglichen Blockgletscher zu beobachten ist (Koord. 784.260/164.500). In unmittelbarer Nähe befindet sich in permafrostförderlicher Hangfusslage im Murtel d'Ascha westlich des Fuorcla Pischa (Koord. 785.000/164.760) ein weiterer langgestreckter rezenter Blockgletscher mit charakteristischen Fliebsstrukturen.

Gebiete mit Solifluktion¹⁾

Bemerkenswert und direkt von der Strasse aus zu beobachten – auf der Karte jedoch aus Massstabsgründen nicht separat vermerkt – sind die auf der südlichen Hangseite der Albulapassfurche in der Rauwacke häufig vorkommenden «Erdströme» (z.B. bei Chaunt da la Crasta, Koord. 786.080/162.450). Diese zum Teil über 10 m langen, schmalen Zungen aus Feinschutt gelten als Leitformen der gehemmten Solifluktion (frostbedingtes Bodenkriechen, teilweise unter Vegetationsbedeckung). Bildung und Bewegung (ca. 3–5cm/Jahr) werden hier – im Gegensatz zu Permafrostarealen, wo die Jahresmitteltemperaturen entscheidend sind – von tages- und jahreszeitlichen Frostzyklen beeinflusst. Die an diesem Standort schichtweise aus mehreren Generationen aufgebauten Erdströme können anhand der Datierung fossiler Bodenhorizonte stratigraphisch unterteilt und ihre Aktivitätsphasen verschiedenen holozänen Klimaphasen (meist Kaltphasen) zugewiesen werden (GAMPER 1985).

Dolinen, Versickerungstrichter

In den stark verkarsteten Rauwackezügen sind Ansammlungen von Versickerungstrichtern (Dolinen) von verschiedensten Durchmesser zu beobachten. Diese treten häufig in den Subsilvrettiden Linsen, im «Dolomit von S-chanf», in den Schuppen der Albula-Steilzone und in den Sedimenten der Silvretta-Decke bei Davos Cuolm im oberen Val Striela auf und weisen auf Vorkommen von Rauwacke und eventuell auch Gips im Untergrund hin. Unmittelbar südlich der Chamanna d'Es-cha CAS (Koord. 788.750/165.200) zieht eine auffallende Dolinenreihe mitten durch das Moränengebiet der Gletschervorstösse des Egesen-Stadiums (**q₁**).

Rutschungen, Sackungen

Rutsch- und Sackungsmassen sind nur wenige kartiert, so zum Beispiel die Sackungsmasse im Gebiet der Alp Es-cha Dadains (Koord. 789.000/164.300) und die Rutschmasse am Talausgang der Val Plazbi (Koord. 782.900/167.650).

Hangschutt [Gehängeschutt], Trockenschuttkegel Felssturzmateriel, Blockschutt

Steinschlag und damit verbunden die Akkumulation kleinerer und grösser Kegelformen (Trockenschuttkegel) bis hin zu weit zusammenhängenden Halden (Hangschutt, früher als «Gehängeschutt» bezeichnet) sind am Fuss nackter, schroffer Felswände allgegenwärtig. Die in den Sedimentgesteinszonen erhöhte

¹⁾ Auf der Karte nicht explizit dargestellt.

Produktion eher feinkörnigen Schuttmaterials fällt überall ins Auge. Grobblockigeres Material dagegen findet sich vor allem in den Kristallingebieten.

Vorkommen von grobblockigem Material (Felssturzmateriale, Blockschutt) wurde auf der Karte vor allem an der südwestlichen Talseite des Val Chamuera kartiert (im Gebiet Alp Mùsella–Ova Malat und entlang des Bachlaufs Ova Burdun). Ob es sich dabei jedoch effektiv um Felssturzmateriale bzw. Blockschutt oder lediglich um grobblockiges Moränenmateriale handelt, ist nicht eindeutig.

Bachschuttkegel

Konvex vorgewölbte und seitlich eng mit den Alluvionen verzahnte Bachschuttkegel (Schwemmfächer und Murgangkegel) finden sich an den Mündungsstellen der grossen Nebentäler (Val Bever, Val d'Alvra, Val Chamuera). Aber auch kleinere Zuflussgerinne aus den Seitenhängen (z.B. nordöstlich La Punt-Chamuesch) haben aktiv zur alluvialen Aufschotterung des Haupttales entlang des Inns (Oberengadin/Engadin'Ota) beigetragen. Die tief eingekerbten Zuflussrinnen tragen beidseits zu einer auffallenden Facettierung der Haupttalhänge bei. Diese ausgeprägten Spuren fluvialer Dynamik widerspiegeln einerseits die generelle Instabilität der mit Lockergesteinen bedeckten Talflanken am Ende der Letzten Eiszeit und andererseits die im Holozän vor allem bei Extremereignissen (Hochwasser) wiederholt aufgetretenen Murgangaktivitätsphasen (vgl. BOMMER et al. 1998).

In einem bei der Verlegung des Flusses Flaz am Ausgang des Val Champagna künstlich geschaffenen Aufschluss (im Gebiet von Atlasblatt St. Moritz/S. Murezzan, unmittelbar südlich des Kartengebiets) konnten in den obersten 8 m mehrere, durch Murgangablagerungen überschüttete Bodenhorizonte nachgewiesen und mit der ¹⁴C-Methode datiert werden. Diese mittels Radarmessungen auch grossräumig erfassten Übermürungen fallen dabei in den Zeitraum des frühen Holozäns (ab ca. 7 ka BP) und belegen jeweils den Beginn kühlerer Klimaphasen, die mit einer gesteigerten fluvialen Aktivität einhergingen (BEER 2005, HORNING et al. 2010).

Erosionsränder, Terrassenränder, Rinnen in Talböden

Erosions- und Terrassenränder sowie Rinnen in Talböden finden sich vorwiegend in den tiefeingeschnittenen Tälern, wie im Oberengadin, im Val Bever, im Val Tuors und im Val Plazbi. Sie sind meist die Folge der Erosion der Lockergesteine durch einen Fluss bzw. Bach.

Kalktuff, Quelltuff

Im Gebiet von God Arschaida (Koord. 789.950/162.350) und Sur Chastè östlich von Madulain (Koord. 790.600/162.820) treten am Kontakt zwischen den

Karbonatgesteinen der Mittleren Trias und dem Sandstein der darunterliegenden Fuorn-Formation mehrere grössere und kleinere Quellen aus, die von auffälligen Quelltuffvorkommen umrahmt sind.

Riede, Sümpfe

Erwähnenswert sind die Sumpf- und Riedflächen am Westende des Albula-sees und nördlich von S-chanf sowie randlich des nahe bei Madulain gelegenen Quelltuffvorkommens. Auch im Val Bever finden sich in Flussnähe verschiedene-nerorts kleinräumige Feuchtflächen.

Auf der Karte nicht explizit dargestellte Vorkommen von Torfmoor (Hoch- und Flachmoor, BAFU 2007, 2015) finden sich im Val Bever entlang des Bachlaufs des Beverins zwischen Pkt. 2104 und Margun Vegl, in Altarmen und ehemaligen Flussläufen des Inns (östlich Bever und südwestlich La Punt-Chamues-ch) sowie bei Plaun Grand westlich von Madulain und im Gebiet von Muntatsch westlich von Zuoz.

Ehemalige Talläufe

An mehreren Stellen finden sich frühere, heute nicht mehr aktive Talläufe. Erwähnt sei die am östlichen Blattrand bei Sagliaz gelegene Talung, die ein ehemaliges, gegen Bergün entwässerndes Bett des Ava da Tischa darstellt, der Unterlauf des Ovel da Zavretta, der ursprünglich bei Naz weiter nördlich als heute in die Albula/Alvra einmündete, sowie die entlang eines auf der Karte nicht dargestellten Brekzienhorizonts (schriftl. Mitt. A. Pfiffner) ins Kristallin der Err-Decke eingegrabene Talung wenig östlich des Lai da Palpuogna.

a Alluvialböden

Der flache Talboden zwischen Bever und S-chanf (knapp 3‰ Gefälle in diesem Abschnitt) repräsentiert die Oberfläche einer breiten, über 90 m mächtigen alluvialen Trogfüllung. So liegt der Fels südlich von Zuoz auf -92 m (Bohrung bei Koord. 793.130/163.590, B + M 1982). Im Talgrund zeichnen Spuren alter Mäanderschlaufen und Terrassenränder, die seitlich in die in die Talebene vorgebauten Bachschuttkegel einerodiert sind, frühere Flussverlagerungen nach. Die alten Flussbetten zeugen von erheblichen Abflussschwankungen und damit vom dynamischen Hochgebirgscharakter des Inns vor seiner Begradigung. Das heutige Abflussregime des Inns gehört hier durchgehend dem Regime-Typ III «a-glacio-nival» an, also einem Mischtyp zwischen glazialen und nivalem Charakter (BWG 1992). Eine deutliche, vor allem durch die Schneeschmelze bedingte Abflussspitze tritt im Monat Mai auf (ZAPPA & GURTZ 2004).

Kleinere, lokale Alluvialböden (Alluvionen) finden sich an wenigen Orten hinter Felsriegeln oder Endmoränen, so auf Crap Alv und am Lai da Palpuogna

(Alvra) sowie, mit sekundär eingetieften Terrassenbildungen, im mittleren Val Tuors (Ava da Tuors) und im unteren Val Susauna (Vallelber).

Künstliche Aufschüttungen

Im vorliegenden Kartengebiet dominieren künstliche Aufschüttungen, die in Zusammenhang mit dem Bahnbau stehen. Es sind dies unter anderem, die Bahndämme um Naz und die Deponien an den beiden Portalen des Albulatunnels. Westlich von Zuoz wurden künstliche Bauwerke als Schutz vor Hochwasser und Lawinen errichtet. Die Aufschüttung beim Becken Prasegras an der Albula steht im Zusammenhang mit dem Bau von Kraftwerksanlagen.

Weitere grössere Aufschüttungen finden sich bei Curtinatscha, wenig südlich von Zuoz sowie in einem ehemaligen Steinbruch östlich von Bever (Abfalldeponie Sass Grand).

TEKTONIK

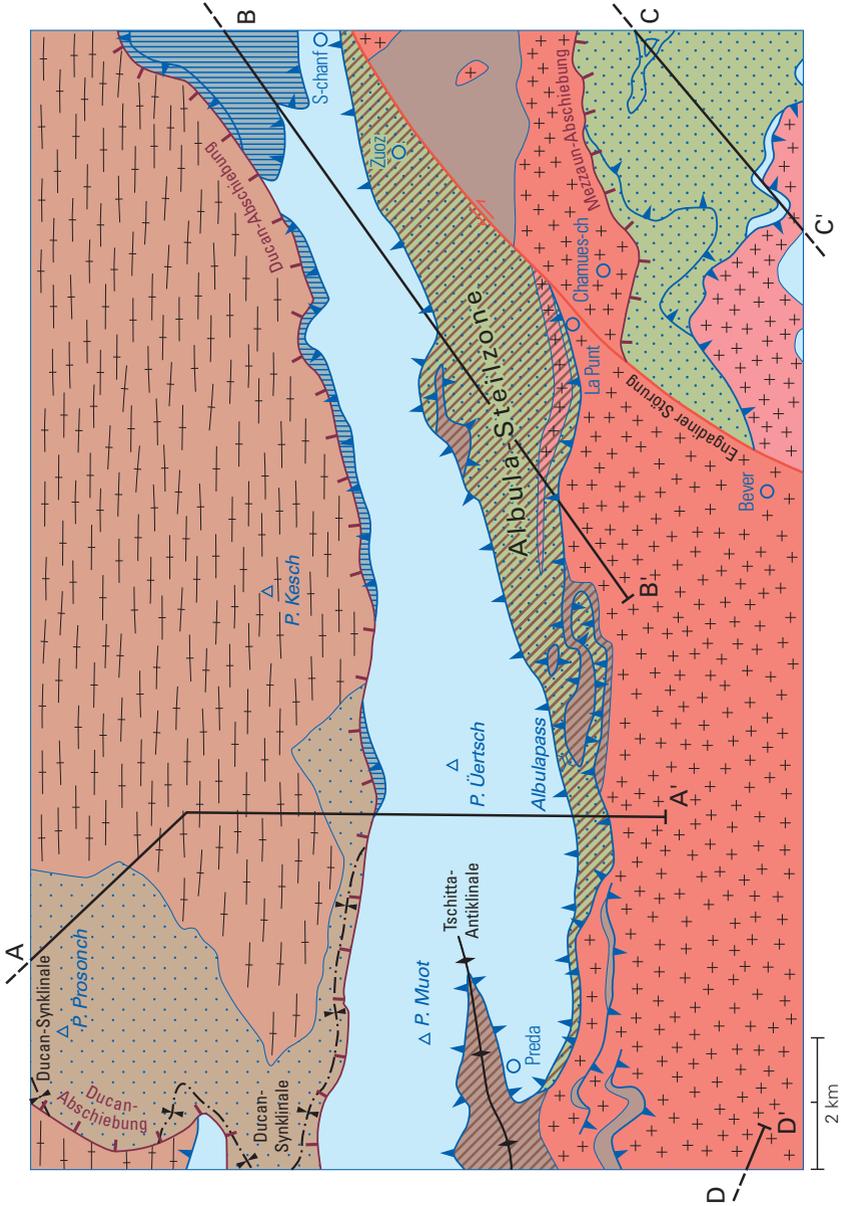
Das Gebiet des Atlasblattes Albulapass wird von einem Stapel unter- und oberostalpiner Decken aufgebaut, die bedeutende Falten und Verwerfungen aufweisen (Fig. 12, 13, Taf. 1).

Die Deckenstapelung der ostalpinen Einheiten fand in der späten Kreidezeit statt. Dieser kretazische Deckenstapel wurde im Paläogen als kohärente Überschiebungsmasse (Orogenic Lid nach LAUBSCHER 1983) nordwärts auf das Penninikum überschoben.

Als Unterostalpin wird eine Gruppe von Decken bezeichnet, die vom ehemaligen passiven Kontinentalrand des adriatischen Kontinents gegen den Piemont-Ligurischen Ozean stammen und die dementsprechend direkt über den penninischen Decken liegen. Das kristalline Grundgebirge der unterostalpinen Decken wird in Graubünden durch spät- und postvariszische Granitoide, wie den «Albula-Granit» des vorliegenden Kartengebiets, dominiert, neben älteren Metamorphiten (Gneisen und Glimmerschiefern). Die Sedimente der Trias sind im Unterostalpin generell geringmächtiger und weisen typischerweise einen deutlich höheren terrigenen Eintrag auf als im Oberostalpin. Charakteristisch für den Jura sind sedimentäre Brekzien, die häufig auch Kristallinschutt enthalten, wie im Kartengebiet am Murtel Trigd. Sie resultieren aus der gleichzeitig aktiven Dehnungstektonik.

Das Unterostalpin wird in die tieferen Einheiten des Err-Deckenkomplexes (Err-Decke, Bugliauna-Serien, Seja- und Bugliauna-Kristallin und die tieferen Schuppen der Albula-Steilzone) und die höheren des Bernina-Deckenkomplexes (Bernina-Decke, Ela-Decke, Müssella-Schuppe, Corn-Element, Mezzaun-Schuppe und die höheren Schuppen der Albula-Steilzone) eingeteilt. Die eigentliche Err-Decke nimmt den Südwesten des Kartengebiets ein und besteht vor allem aus granitoiden Gesteinen. Die Ela-Decke, die einen Ost-West streichenden Streifen in der Mitte des Kartengebiets bildet, wird als eine abgescherte Decke mesozoischer Sedimente zum Bernina-Deckenkomplex gestellt. Zwischen Ela- und Err-Decke verläuft die Albula-Steilzone, die aus Schuppen mesozoischer Gesteine mit wenigen dünnen Kristallinlamellen besteht. Die Albula-Steilzone ging aus der Verformung des ursprünglich flachliegenden Deckenstapels in einer sinistral-transpressiven Scherzone hervor. Dadurch wurde der ursprüngliche tektonische Bau stark modifiziert. Es lassen sich aber dennoch tiefere Schuppen unterscheiden, die zum Err-Deckenkomplex gehören, und höhere, die dem Bernina-Deckenkomplex zugeordnet werden können.

Den Norden des Kartengebiets nimmt, nunmehr wieder in geordneter und übersichtlicher Form, die oberostalpine Silvretta-Decke ein. Das Oberostalpin stammt aus paläogeographisch südöstlicher gelegenen Teilen des adriatischen Kontinents, die weiter vom Rand des Piemont-Ligurischen Ozeans entfernt waren. Die Silvretta-Decke weist ein variszisches, amphibolitfazial überprägtes Grundge-



birge auf, das auf die Ela-Decke überschoben wurde. Im Nordwesten des Kartengebiets liegt die permische bis triassische Sedimentbedeckung dieses Grundgebirges vor, teilweise noch in stratigraphischem Kontakt mit dem kristallinen Grundgebirge. Die Sedimentgesteine der Trias («Ducan-Trias») sind weit mächtiger ausgebildet als in den unterostalpinen Einheiten. Ihre Struktur wird durch Falten bestimmt, aber auch durch jüngere, spätkretazische Abschiebungen, die die Falten durchschlagen. Die Südostecke des Kartengebiets wird durch die steilstehende, spätoligozäne bis miozäne Verwerfung der Engadiner Störung vom großen Rest abgetrennt. Eine Korrelation der tektonischen Einheiten über die Engadiner Störung hinweg ist nicht einfach.

Die im Kartengebiet auftretenden grossräumigen Strukturen entwickelten sich in mehreren Phasen, die nachfolgend in chronologischer Reihenfolge kurz aufgelistet werden (s.a. Tab. 1):

Früh- bis mitteljurassische Dehnungstektonik, die die Öffnung des Piemont-Ligurischen Ozeans einleitete (ca. 200–160 Ma, SCHALTEGGER et al. 2002),

NW bis W gerichtete Deckenstapelung und anschliessende sinistrale Verschiebung, kombiniert mit einer N-S-Verkürzung (sinistrale Transpression) entlang der E-W streichenden Albula-Steilzone (Trupchun-Phase, ca. 90 Ma),

NW-SE bis E-W gerichtete synorogene Dehnungstektonik, welche in der Silvretta-Decke zu bedeutenden Abschiebungen, in den tieferen Einheiten aber auch zu liegenden Falten führte (Ducan-Ela-Phase, ca. 80–67 Ma),

N-S bis NE-SW gerichtete Verkürzung und Bildung von aufrechten Falten (Blaisun-Phase, älter als 35 Ma),

Sinistrale Verschiebung und Blockrotation entlang der Engadiner Störung (jünger als 30 Ma).

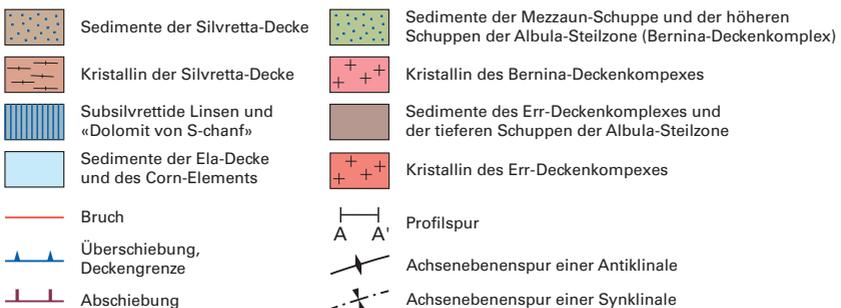


Fig. 12: Tektonische Gliederung des Gebiets von Blatt Albulapass.

Besonderes Interesse in tektonischer Hinsicht, etwa für Exkursionen, haben die jurassischen Abschiebungen (Detachment Faults) der Err-Decke, aufgeschlossen am Piz Bial, vor allem aber im Gebiet der Atlasblätter Savognin und Bivio, die Überprägung von Falten durch Abschiebungen in der Ducan-Kette (Val Tuors, Piz Prosonch) sowie die lehrbuchhaften Falten und Scherzonen in den Sedimenten der Allgäu-Formation der Ela-Decke (Igl Compass, Piz Blaisun).

Unteroostalpin

Im Kartengebiet wird das Unteroostalpin in den strukturell höheren Bernina-Deckenkomplex und den tieferen Err-Deckenkomplex gegliedert (Fig. 12, 13, Taf. 1). Zum Bernina-Deckenkomplex gehören die Ela-Decke, die tektonisch höheren Einheiten der Albula-Steilzone sowie, südöstlich der Engadiner Störung, die Mezzaun-Schuppe, die Müsella-Schuppe und das Corn-Element (FROITZHEIM et al. 1994). Die Hauptmasse des Bernina-Deckenkomplexes folgt südlich des Kartengebiets und umfasst vor allem das Julier-Kristallin westlich des Inns und das Bernina- und das Stretta-Kristallin östlich des Inns, sowie damit verbundene, mengenmässig zurücktretende Sedimentserien. Die im Kartengebiet anstehenden Teile des Bernina-Deckenkomplexes sind überwiegend Sedimentserien, die vom Kristallin abgeschert wurden. Sie werden östlich des Inns von der Hauptmasse des Bernina-Deckenkomplexes durch eine mit der oberostalpinen Languard-Decke gefüllte Mulde getrennt, westlich des Inns durch einen breiten Sattel, in dem das Err-Kristallin grossflächig aufgeschlossen ist.

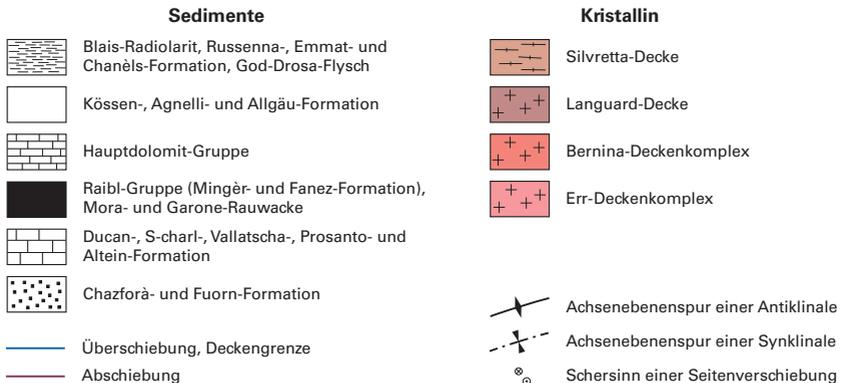


Fig. 13: Geologische Profile durch das Gebiet von Blatt Albulapass und Umgebung (verändert nach FROITZHEIM & EBERLI 1990, SCHMID & FROITZHEIM 1993 und FROITZHEIM et al. 1994).

Tab. 1: Überblick über die im Gebiet von Blatt Albulapass beobachteten Deformationsphasen (nach FROITZHEIM et al. 1994).

Silvretta-, Ela- & Err-Decke	Westlicher Grenzbereich zwischen Err-Decke und Carungas-Einheit	Samedan-Zone	Margna-, Sella- und Malenco-Decke	Margna-, Platta- und Avers- Decke NW der Engadiner Störung	Schamser Decken
FROITZHEIM et al. (1994)	DURR (1992)	HANDY et al. (1993)	HERMANN & MÜNTNER (1992)	LINIGER & NIEVERGELT (1990)	SCHMID et al. (1990), SCHREURS (1993)
D ₅ Domleschg-Phase	–	F ₄ Falten	–	D ₃ Falten	D ₃
D ₄ Turba-Phase	D ₃ Top-Ost- Abschiebungen	Steile nach Osten einfallende Abschiebungen	D ₆ Zweite Rückfaltungsphase D ₅ Top-Ost Scherzonen	D ₂ Top-Ost-Scherung an der Turba-Mylonitzone	D ₂
D ₃ Blaisun-Phase	D ₂ Falten	F ₃ Falten, nordgerichtete Überschiebungen	D ₄ Falten D ₃ Erste Rückfaltungsphase	F ₂ /D ₁ Falten	D ₁
D ₂ Ducan-Ela-Phase	–	F ₂ Falten, ostgerichtete extensionale Scherzonen	D ₂ Top-Ost Scherzonen	–	–
D ₁ Trupchun-Phase	D ₁ Isoklinale Falten, Top-West- Scherzonen	F ₁ Falten, west- bis südwestgerichtete Überschiebungen	D ₁ Isoklinale Falten	F ₁ Isoklinale Falten, Top-West- bis Top-Südwest- Scherzonen	–

Zum Err-Deckenkomplex gehören die Err-Decke, die tieferen Einheiten der Albula-Steilzone sowie, östlich der Engadiner Störung, das Seja- und das Bugliauna-Kristallin und die dazwischen liegenden Sedimente der Bugliauna-Serie (s. Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht 1:200 000»). Die Einheiten des Err- und des Bernina-Deckenkomplexes wurden in jüngerer Zeit neu bearbeitet und teilweise neu interpretiert und gegliedert (vgl. MOHN 2010, MASINI 2011, MASINI et al. 2011, 2012, MOHN et al. 2011).

Die Schuppengliederung der «Albula-Zone» in der Karte (Gualdauna-Muntischè, Castell, Guardaval, Tschitta) deckt sich leider nicht mit der Zuordnung zum Bernina- bzw. Err-Deckenkomplex und ist deshalb wenig hilfreich (vgl. Fig. 12). So enthalten die «Gualdauna-Muntischè-Schuppe» sowie die «Tschitta Zone, Schuppen der Carungas- und Err-Decke» sowohl Gesteinsabfolgen des Bernina- (v.a. Rauwacken) als auch des Err-Deckenkomplexes (v.a. jurassische und kretazische Sedimentabfolgen; s. WEH 1992, GRAF 1994).

Err-Decke

Die Err-Decke besteht aus grossen Kristallinkomplexen, die im Kartengebiet hauptsächlich Granit und Granodiorit («Albula-Granit») sowie Sedimente der Trias bis Kreide umfassen. Die Sedimente und teilweise auch das Kristallin weisen Überlagerungsstrukturen von mindestens drei Deformationsphasen auf (Trupchun-, Ducan-Ela- und Blaisun-Phase). Charakteristisch für die Struktur der Err-Decke sind die flachliegenden jurassischen Abschiebungen (Detachment Faults), die während einer der Öffnung des Piemont-Ligurischen Ozeans vorausgegangenen Dehnungsphase entstanden sind. Diese Abschiebungen weisen im Kristallin der Err-Decke charakteristische Kataklasite auf. Am Piz Bial (SW-Ecke des Kartengebiets; Profil D-D' in Fig. 2 auf S. 16) wird der «Albula-Granit» nach oben hin zunehmend von chloritreichen, spröden Scherzonen durchzogen, bis das Gestein schliesslich in einen hellgrünlichen Kataklasit übergeht (typische Paragenese Quarz-Albit-Chlorit-Illit, MANATSCHAL 1999). Dieser ist seinerseits von zahlreichen Brüchen und Scherzonen mit dunkelgrauem bis schwarzem Kataklasit durchzogen, die wiederum nach oben zunehmen, wodurch ein konglomeratartiger Kataklasit mit hellen Klusten in einer dunkelgrauen Matrix entsteht (Fig. 14).

Die Klusten bestehen aus hellem Kataklasit, Gneis, Glimmerschiefer und verformten Quarzadern. Diese Kataklasite enden oben mit scharfer, tektonischer Grenze und werden von Gneis überlagert, auf dem mit teilweise sedimentärem Kontakt Trias-Sedimente aufliegen (Fig. 2).

Die jurassischen Kataklasite am Piz Bial wurden in der Legende der Karte als «Konglomerate und Phyllite (Kataklasite?)» bezeichnet und fälschlicherweise ins Karbon gestellt. Die überlagernde Gneisschuppe fehlt. Auch am Murtel Trigld nördlich des Piz Bial stehen vergleichbare jurassische Kataklasite an (ebenfalls als «Karbon?» kartiert), und zwar an der Grenze zwischen den Sedimenten der Raibl-



Fig. 14: Jurassischer Kataklastit in der Err-Decke am Piz Bial (vgl. Fig. 2). Der helle Klast in der Bildmitte besteht aus einer Quarzlinse, die bei der Scherbewegung S-förmig zusammengefaltet wurde. Die dunkle, glimmerreiche Matrix ist das Produkt der Zerreibung und Alteration von Granit und Gneis. Foto N. Froitzheim.

Gruppe der verkehrtliegenden Sedimentserie und dem darüber folgenden Granit (Koord. 777.830/161.000). Die die Grenze zwischen diesen beiden Einheiten bildende Abschiebungsfläche entspricht derjenigen am Piz Bial, nunmehr in inverser Lagerung und im Verkehrtchenkel der liegenden, nach Nordwesten schliessenden D_2 -Antiklinale (Ducan-Ela-Phase) gelegen.

Der Piz Bial befindet sich im Normalschenkel dieser Antiklinale, wobei der Kataklastit den östlichsten Erosionsrest der Err-Abschiebung im Normalschenkel der Err-Decke darstellt. Diese Abschiebung lässt sich mit erosionsbedingten Unterbrechungen nach Westen bis in den Gipfelbereich des Piz d'Err verfolgen (MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997).

Die alpine Tektonik der Err-Decke ist durch eine Verfaltung des Kristallin/Sediment-Kontaktes geprägt, bei der enge, keilförmige, häufig gestörte Synklinalen mit breiteren, runden Antiklinalen abwechseln, wie dies typisch für Kristallin/Sediment-Kontakte ist (z.B. auch im Aar-Massiv). Im Kartengebiet gibt es zwei grössere derartige Sedimentkeile: Der strukturell höhere liegt auf 2400–2500 m ü.M. im oberen Teils des Murtel Trigd, am besten aufgeschlossen am Grat westlich des dortigen Kars (Koord. 778.000/161.160). Der tiefere zieht auf ca. 2300 m ü.M.

um den das Kar östlich begrenzenden Grat herum und lässt sich weiter nach Osten – mit einigen Unterbrechungen – bis zur Albulapassstrasse (Pkt. 2077) und darüber hinaus nach Osten verfolgen. Der erstgenannte Sedimentkeil wird auf der Karte beidseits von tektonischen Kontakten (Aufschiebung, Überschiebung 2. Ordnung) begrenzt. Der hangende Kontakt entspricht, wie bereits erwähnt, der invertierten jurassischen Abschiebungsfläche des Piz Bial, während der liegende Kontakt, an der Basis der Sedimente, eine flache, ostgerichtete D_2 -Abschiebung der Ducan-Ela-Phase darstellt (Tab. 1). Die Faltung des Kristallin-Sediment-Kontaktes am Nordrand der Err-Decke kommt durch die Überlagerung von D_1 - und D_2 -Falten zustande (Trupchun- und Ducan-Ela-Phase). Der Phase D_2 ist, wie erwähnt, die große liegende Antiklinale zuzuordnen, deren Normalschenkel am Piz Bial und deren Verkehrtschenkel am Murtel Trigd aufgeschlossen ist. Im Gegensatz dazu ordnen MASINI et al. (2012) diese grosse liegenden Antiklinalen der Blaisun-Phase (D_3) zu.

Triassische bis kretazische Sedimente der Err-Decke finden sich auch ausserhalb der erwähnten Sedimentkeile. Sie treten beispielsweise entlang der Albulapassstrasse zwischen Punt Ota (am westlichen Kartengebietsrand) und Preda in mehreren Aufschlüssen zutage. Dieses Gebiet wird von einer ungefähr W–E streichenden, aufrechten Antiklinale der späten Trupchun-Phase (Phase D_{1B}) gequert, der Tschitta-Antiklinale (FROITZHEIM et al. 1994). Im Kern dieser Antiklinale steht bei Pkt. 2040 (Koord. 777.620/162.600) westlich von Naz Hauptdolomit an. Es handelt sich um dieselbe Falte, die im Val Zavretta den Kontakt Err-Decke/Ela-Decke verfaltet (s.S. 77f.). Die Tschitta-Antiklinale wird ihrerseits von liegenden Falten der Ducan-Ela-Phase (D_2) überprägt, was durch kleinmassstäbliche Faltenüberprägungen im Aufschlussbereich belegt wird (WEH 1992). Beispielhaft lässt sich die vertikale D_2 -Verkürzung einer steilstehenden Falte der späten Trupchun-Phase (D_{1B}) in einem Radiolaritaufschluss bei Punt Ota zeigen (Fig. 15).

Mit der Err-Decke assoziierte bzw. über die Engadiner Störung hinweg parallelisierte Kristallin- und Sedimentschuppen bilden den Err-Deckenkomplex. Die dazugehörigen Sedimentschuppen umfassen im Kartengebiet die tieferen Anteile der Albula-Steilzone und südöstlich der Engadiner Störung die Bugliauna- und die ausserhalb des Kartengebiets liegenden Murtiröl-Serien. Das Seja- und das Bugliauna-Kristallin werden nach heutigem Kenntnisstand als Kristallinschuppen des Err-Deckenkomplexes interpretiert.

Albula-Steilzone

Die Albula-Steilzone entspricht der «Albula-Zone» der Kartenlegende bzw. der «Albula-Schuppenzone» nach PETERS (2005a: Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200000»). Sie wird von FROITZHEIM et al. (1994) als steilstehender, teils verfalteter Deckenkontakt interpretiert und repräsentiert eine E–W streichende sinistrale Scherzone, an welcher die oberostalpine Silvretta-Decke in einer späten

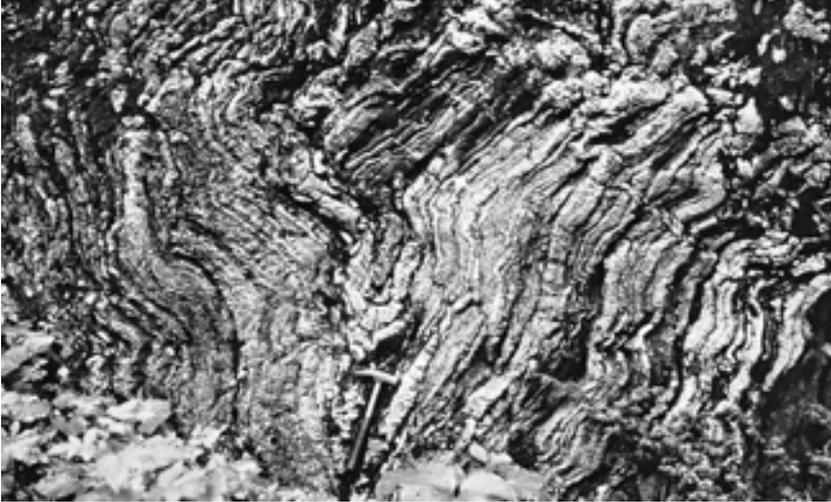


Fig.15: Faltenüberprägung im Blais-Radiolarit der Err-Decke bei Punt Ota, unter der (von Bergün aus gezählt) dritten Brücke der Albulabahn über die Albulapassstrasse. Die aufrecht stehende Synform gehört zur Trupchun-Phase (D_1); sie wurde bei der Ducan-Ela-Phase (D_2) in senkrechter Richtung zusammengestaucht und verfalltet. Foto N. Froitzheim.

Phase der Deckenstapelung (Trupchun-Phase D_{1B}) relativ zur südlich anschließenden unterostalpinen Ela- und Err-Decke weiter nach Westen vorgeschoben wurde (Tab.1). Die Albula-Steilzone besteht aus einem gefalteten Stapel tektonischer Schuppen, der sich, nach Osten breiter werdend, zwischen der Ela-Decke und der Err-Decke einschaltet. Nach Westen lässt sich die Albula-Steilzone über den Albulapass bis mindestens nach Crap Alv verfolgen. Von hier setzt sie sich als schmaler Zug von Mora-Rauwacke («Raibler Rauwacke») bis westlich des Lai da Palpuogna fort.

Bei den Schuppen der Albula-Steilzone können zwei Typen unterschieden werden:

- Die tektonisch höhere Schuppen der Albula-Steilzone umfassen Lamellen von Kristallin und Sedimente des Perms und der Trias (bis einschliesslich der Raibl-Gruppe) und sind reich an Rauwacken der Mittleren Trias (Garone- und Mora-Rauwacke). Das Alter der in diesen Schuppen enthaltenen Sedimentabfolgen nimmt nach Westen ab, was durch die westgerichtete Abscherung und Stapelung zu erklären ist. Diese Schuppen werden dem Bernina-Deckenkomplex zugeordnet und stellen dessen zurückgebliebenen Anteile

dar, von welchen wiederum die Ela-Decke im Niveau der Evaporite der Raibl-Gruppe (Mora-Rauwacke) abgeschert worden ist («Ela-Unterbau», GRAF 1994).

- Die tektonisch tieferen Schuppen der Albula-Steilzone treten einerseits am Südrand der Zone und andererseits in den Kernen E–W streichender Antiklinalen mit steilen Achsenebenen auf (Trupchun-Phase D_{1B}). Sie umfassen vor allem Blais-Radiolarit sowie Sedimentabfolgen der Russenna-, Emmat- und Chanèls-Formation («Aptychenkalk und Mergel»), lokal auch jurassische Kristallin-Kataklasite (s.u.). Diese tieferen Schuppen werden als Teil des Err-Deckenkomplexes interpretiert (GRAF 1994).

Die Überschiebung der höheren Schuppen über die tieferen ist unter anderem direkt beim Albulapass einsehbar: Am Parkplatz gegenüber des Ospiz finden sich Vorkommen von Rauwacke, die den höheren Schuppen der Albula-Steilzone zugeordnet werden. Nur einige Meter weiter in Richtung Bergün finden sich an der linken, östlichen Strassenböschung Mergel- und Kalkabfolgen der Kreide (Chanèls-Formation) der tieferen Schuppen (in der Karte fälschlicherweise als «Kieselige Kalke (Albula-Lias)» $I-i_k$ bezeichnet). Dazwischen liegt die Überschiebung. Die in der Schlucht von Val Bella nördlich der Crasta Mora aufgeschlossenen Mergelvorkommen der kretazischen Chanèls-Formation, die zusammen mit konglomeratarartigen jurassischen Kristallin-Kataklasiten auftreten (Koord. 786.380/161.720; GRAF 1994), gehören ebenfalls zu den tieferen Schuppen. Sie bilden den Kern einer E–W streichenden Antiklinale und werden im Norden und Süden von Rauwacke der höheren Schuppen begrenzt. Die nördlich und westlich des Muntischè aufgeschlossenen Vorkommen von Blais-Radiolarit sowie Sedimentabfolgen der Russenna-, Emmat- und Chanèls-Formation («Aptychenkalk und Mergel») gehören vermutlich ebenfalls zu den tieferen Schuppen (GRAF 1994).

Neben den erwähnten Falten mit steiler Achsenebene (Trupchun-Phase D_1) kommen in der Albula-Steilzone, ebenso wie in der Ela-Decke, liegende D_2 -Falten der Ducan-Ela-Phase sowie aufrechte D_3 -Falten der Blaisun-Phase vor (Tab. 1, GRAF 1994). Aufgrund der mässigen Aufschlussverhältnisse und der sehr komplexen Tektonik ist die Struktur der Albula-Steilzone jedoch noch nicht restlos geklärt. Eine mögliche Interpretation zur Bildung der Albula-Steilzone als sinistrale Scherzone von präexistenten Deckenkontakten ist der Figur 16 zu entnehmen.

Ela-Decke

Die unter der Silvretta-Decke liegende Ela-Decke repräsentiert eine vom ehemaligen kristallinen Substrat komplett abgescherte Sedimentdecke und umfasst Gesteine der Späten Trias, des Juras und der Kreide. Der basale Abscherhorizont der Decke liegt in den Evaporiten der Raibl-Gruppe (Mora-Rauwacke). Im Gegensatz zur Kartenlegende, in welcher die Ela-Decke noch dem Oberostalpin zuge-

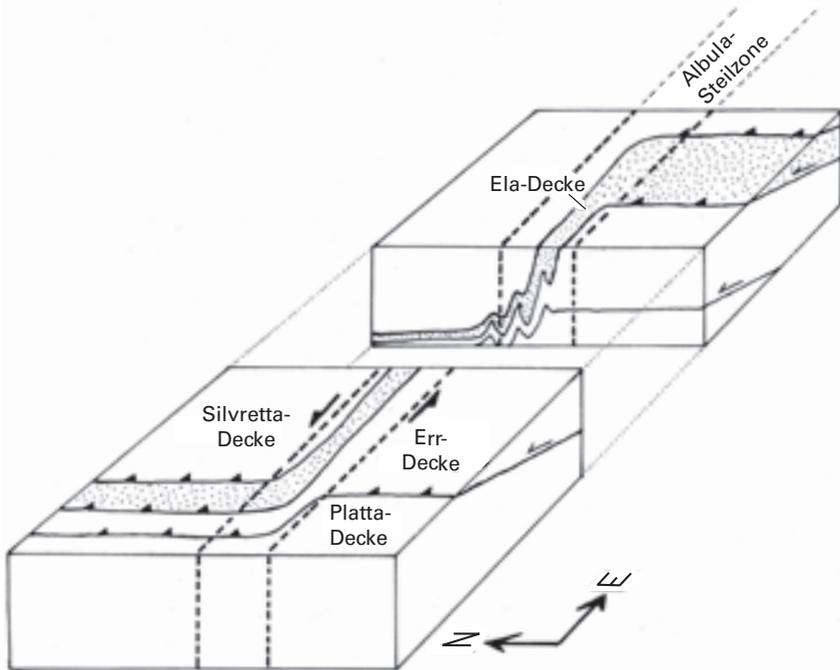


Fig. 16: Kinematische Interpretation der Albula-Steilzone. Die Silvretta-Decke wurde in einer späten Phase der Deckenstapelung (Trupchun-Phase D_{1B}) relativ zum südlich anschließenden Unterostalpin (Ela- und Err-Decke) weiter nach Westen vorgeschoben, wodurch sich an der Grenze eine E-W streichende sinistrale Scherzone ausbildete. Bereits bestehende Überschiebungen (Trupchun-Phase D_{1A}) wurden dabei aufgrund einer Komponente von N-S-Verkürzung zu aufrechten, engen Falten verformt. Dies führte zu den steilstehenden, teils verfalteten Deckenkontakten der Albula-Steilzone (aus FROITZHEIM et al. 1994, Fig. 16).

ordnet wird, wird sie von den Autoren der vorliegenden Erläuterungen als Teil des Bernina-Deckenkomplexes ins Unterostalpin gestellt (FROITZHEIM et al. 1994, BWG 2005). Grundlage für diese Interpretation sind strukturelle Überlegungen, in welchen die Sedimente des Corn-Elements östlich der Engadiner Störung als die direkte Fortsetzung der Ela-Decke angesehen werden (SCHMID & FROITZHEIM 1993). Lithofazielle Ähnlichkeiten mit den früh- bis mitteljurassischen Sedimenten der Mezzaun-Schuppe (EBERLI 1988), die ebenfalls als Teil des unterostalpinen Bernina-Deckenkomplexes interpretiert wird, unterstützen eine unterostalpine Position der Ela-Decke.

Die Ela-Decke weist eine komplizierte Struktur auf, die aus mehreren Deformationsphasen hervorgegangen ist (s.a. Tab. 1). Zunächst wurde sie von der Silvretta-Decke überschoben, von ihrem Untergrund abgeschert und auf die Sedimente des Err- (im Westteil des Gebiets) bzw. des Bernina-Deckenkomplexes (im Ostteil), d.h. auf die Gesteinsabfolgen im Bereich der zukünftigen Albula-Steilzone, verfrachtet. Bei dieser Verfrachtung, die vermutlich in westlicher Richtung erfolgte, bildeten sich interne Überschiebungen, wodurch die Ela-Decke in einzelne Schuppen unterteilt wurde (s.a. Taf. 1, Profile 2 u. 3). Eine solche interne Überschiebung verläuft zwischen dem Igl Compass, welcher von der Allgäu-Formation einer tektonisch tieferen Schuppe (Compass-Element nach FROITZHEIM et al. 1994) aufgebaut wird, und dem Hauptdolomit des Piz Üertsch, der eine höhere Schuppe darstellt (Fig. 17, Üertsch-Element nach FROITZHEIM et al. 1994). Die Schuppe des Igl Compass liegt ihrerseits auf einer tieferen Schuppe von Hauptdolomit und Allgäu-Formation, die am Südhang des Piz Üertsch und des Piz Blaisun bis ca. 2500 m ü. M. Höhe hinaufreicht und als «Tiefere Digitation von Crap Alv-Blaisun» bezeichnet wird (vgl. Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht 1:200 000»).

Im Anschluss an die Abscherung der mesozoischen Sedimentabfolgen und die Stapelung der Ela-Decke wurde diese grossräumig verfaultet. Die entsprechenden Falten weisen steilstehende Achsenebenen auf und verformen auch die Basis der Decke und sind somit eindeutig jünger als die Deckenüberschiebung. Ein schönes Beispiel einer solchen Falte stellt die Tschitta-Antiklinale dar. Sie ist am nördlichen Talhang des Val Zavretta, nordöstlich von Preda, aufgeschlossen (Fig. 18, Profil A-A' in Fig. 13 u. Taf. 1, Profil 2) und enthält in ihrem Kern Kalk- und Mergelabfolgen der Kreide (Russenna- bis Chanèls-Formation). Im Gegensatz dazu stehen Feldbeobachtungen, die die tektonische Situation im Gebiet von Preda eher mit Überschiebungen anstelle von grossräumigen Verfaultungen erklären (schriftl. Mitt. A. Pfiffner). Die Gesteine am nördlichen Talhang des Val Zavretta werden nach heutiger Interpretation vollumfänglich zum Err-Deckenkomplex (Tschitta-Zone) und nicht, wie in der Karte dargestellt, in Teilen zur Err- bzw. zur Ela-Decke zugeordnet.

Deckenüberschiebung und anschliessende Verfaultung fanden wahrscheinlich als kontinuierlich ablaufende Prozesse während der frühen Spätkreide statt (vor ca. 90 Ma) und werden als Unterphasen der Trupchun-Phase D_1 aufgefasst (D_{1A} und D_{1B}). Dabei bildeten sich in den Sedimentabfolgen der Allgäu-Formation der Ela-Decke eine Schieferung sowie eine ausgeprägte, meist E-W verlaufende Lineation aus (Fig. 19). Letztere verkörpert sowohl eine Streckungslineation als auch eine Schichtungs-Schieferungs-Intersektionslineation. Die übergeordnete Geometrie des Deckenstapels und die mehrheitlich parallel zu den Deckengrenzen verlaufende Zonierung der niedriggradigen Metamorphosebedingungen (FERREIRO MÄHLMANN 1994) legen nahe, dass die Verfaultung in einer E-W verlaufenden, sinistral-transpressiven Scherzone stattfand, die etwa mit dem heutigen Aufschlussgebiet



Fig. 17: Verfaltete Sedimentabfolge der Allgäu-Formation in tektonischem Kontakt zu steilstehendem Hauptdolomit (Gipfelpartie) und flach nordfallenden Sedimenten der Raibl-Gruppe (Südflanke, rechts unten). Piz Üertsch. Foto H. Furrer, 1979.

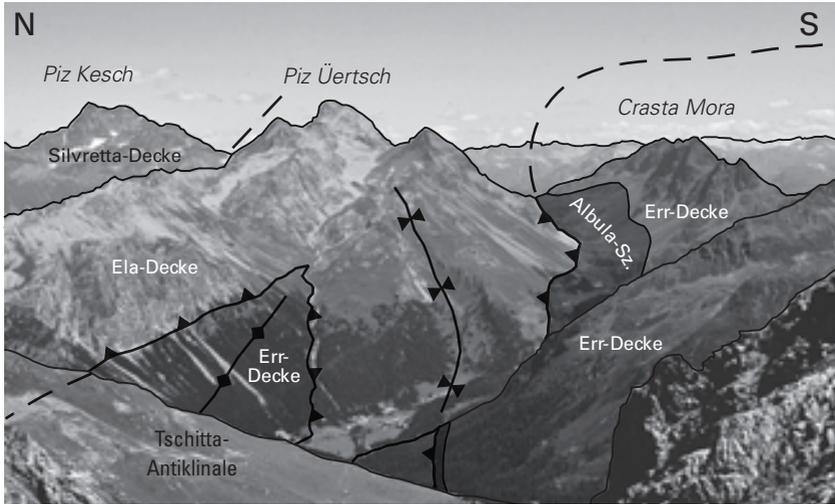


Fig. 18: Verfallung der Ela-Decke: die Basisüberschiebung der Ela-Decke wird durch die Tschitta-Antiklinale und eine südlich daran anschließende Synklinale verformt (s.a. Profil A-A' in Fig. 13, Albula-Sz. = Albula-Steilzone). Blick von Westen auf die Piz-Üertsch-Kette.

Foto N. Froitzheim.

der Ela-Decke und der Albula-Steilzone zusammenfällt. Entlang dieser Scherzone wurde die Silvretta-Decke relativ zum Err-Deckenkomplex etwa 40–45 km nach Westen vorgeschoben.

Die auffälligsten Faltenstrukturen der Ela-Decke, wie beispielsweise die westlich des vorliegenden Kartengebiets am Piz Ela aufgeschlossene «Ela-Stirnfalte», sind jedoch nicht in der Trupchun-Phase (D_1) entstanden, sondern in der darauffolgenden Ducan-Ela-Phase (D_2), die vor ca. 80–67 Ma aktiv war. Es handelt sich hierbei um liegende Falten mit flacher Achsenebene, die eine vertikale Verkürzung der zuvor durch die Falten der späten Trupchun-Phase (D_{1B}) steilgestellten Schichten bewirkt haben. Am Igl Compass ist schön zu sehen, wie die Falten der Ducan-Ela-Phase (D_2) das ältere Streckungslinear der Trupchun-Phase verformen (Fig. 19).

Im Gebiet des vorliegenden Kartenblatts ist die östliche Fortsetzung der «Ela-Stirnfalte» am Nordwesthang des Piz Muot aufgeschlossen, wo der Hauptdolomit des Piz Muot ca. 800 m weit nach Norden über die Allgäu-Formation vorgewölbt ist (EUGSTER 1924). Weitere grössere Falten der Ducan-Ela-Phase (D_2) sind am Piz Üertsch und am Igl Compass aufgeschlossen. Die Faltschenkel dieser D_2 -Falten werden häufig durch flachliegende Scherzonen auseinandergesetzt



Fig.19: Überprägungsstrukturen in den Kalkabfolgen der Allgäu-Formation (Ela-Decke) an der Südseite des Igl Compass. Liegende Falten der Ducan-Ela-Phase (D_2) überprägen ein älteres Streckungslinear der Trupchun-Phase (D_1). Foto N. Froitzheim.

gen (z.B. Südhang des Igl Compass, Profil A–A' in Fig. 13, s.a. Taf. 1, Profile 2 u. 3), die einen ostvergenten Schersinn aufweisen. Es lässt sich zeigen, dass die Bildung der Falten und der Scherzonen synchron verlief (FROITZHEIM 1992). Daraus folgt, dass die D_2 -Falten im Rahmen einer ostgerichteten Scherung, bei gleichzeitiger Dehnung der Kruste, gebildet wurden («Kollaps-Falten»), zeitgleich mit den südostfallenden Abschiebungen (z.B. Ducan-Abschiebung) in der Silvretta-Decke (vgl. Taf. 1, Profil 2).

Offene, meist W–E bis NW–SE streichende Falten mit steiler Achsenebene stellen eine noch jüngere Deformationsphase (D_3) dar. Sie treten hauptsächlich in den Sedimentabfolgen der Allgäu-Formation der Ela-Decke, aber auch in den Sedimenten der Err-Decke auf. Das Vorkommen von Blais-Radiolarit am Gipfel des Piz Blaisun (s. Fig. 6, S. 34) steckt in einer Synklinale dieser Faltengeneration, die deshalb als Blaisun-Phase bezeichnet wird (Tab. 1). Die weitspannige, synforme Verbiegung der Ducan-Abschiebung um eine Achse, die in W–E-Richtung und etwa durch den Piz Darlux verläuft, wird ebenfalls mit dieser D_3 -Faltung korreliert. Die Blaisun-Phase wird mit der paläogenen nordgerichteten Überschiebung des gesamten ostalpinen Deckenstapels («orogener Deckel») über die tieferliegenden penninischen Einheiten korreliert und dürfte somit älter als 35 Ma sein (FROITZHEIM et al. 1994).

Mezzaun-Schuppe, Müsella-Schuppe, Corn-Element

Die im Val Chamuera anstehenden triassischen bis kretazischen Sedimentabfolgen der Mezzaun-Schuppe können in einen unteren, mittleren und oberen Teil gegliedert werden (RÖSLI 1927, FURGER 1985, SCHINDLER 1987, EBERLI 1988). Die Mezzaun-Schuppe bildet zusammen mit der Müsella-Schuppe und dem Corn-Element ein Halbfenster in der darüberliegenden oberostalpinen Languard-Decke (Mezzaun-Halbfenster nach SCHMID & FROITZHEIM 1993) und wird als Fortsetzung der Ela-Decke südöstlich der Engadiner Störung dem unterostalpinen Bernina-Deckenkomplex zugeordnet. Die Mezzaun-Schuppe liegt mit tektonischem Kontakt (Mezzaun-Abschiebung) auf dem Seja-Kristallin, das dem Err-Deckenkomplex zugeordnet wird (s. Taf. 1, Profil 4).

Das über der Mezzaun-Schuppe liegende Kristallin des Munt Müsella (Müsella-Schuppe) wird mit dem Julier-Kristallin westlich der Engadiner Störung parallelisiert (SCHMID & FROITZHEIM 1993) und als Teil des Bernina-Deckenkomplexes zusammen mit der stratigraphisch auflagernden Sedimentabfolge des Corn-Elements ins Unterostalpin gestellt. Gemäss der Interpretation von PETERS (2005a, b) ist die Müsella-Schuppe jedoch mit dem Kristallin der Languard-Decke gleichzusetzen und wird demzufolge zusammen mit den autochthonen Sedimenten des Corn-Elements («Müsella-Mulde» in PETERS 2005a) dem Oberostalpin zugeordnet.

Östlich des Inns setzt sich die Ela-Decke nicht, wie dies beispielsweise von HEIERLI (1955) angenommen wurde, in die Ortler-Decke fort. Basierend auf strukturellen Überlegungen konnten SCHMID & FROITZHEIM (1993) zeigen, dass das Corn-Element, das auf dem Kartengebiet durch permische und triassische Sedimentabfolgen am Munt Müsella (südlicher Blattrand östlich von Bever) ansteht, diese Fortsetzung darstellt. Dieses Element weist gemäss dieser Autoren, im Gegensatz zur Ortler-Decke, die gleichen kleinmassstäblichen Strukturelemente auf wie die Ela-Decke, insbesondere die dominante E-W verlaufende Streckungslineation. Gestützt wird diese Interpretation durch die Rückführung der Bewegungen entlang der Engadiner Störung, durch die das Corn-Element in eine Position in direkter Fortsetzung der Ela-Decke zu liegen kommt. Das Corn-Element liegt unter der oberostalpinen Languard-Decke und wird somit wie die Ela-Decke als höchste Einheit des Bernina-Deckenkomplexes dem Unterostalpin zugeordnet (FROITZHEIM et al. 1994).

Eine Zuordnung der Ela-Decke zum unterostalpinen Bernina-Deckenkomplex wurde in jüngerer Zeit durch mehrere Arbeiten infrage gestellt (MOHN 2010, MASINI 2011, MOHN et al. 2011). Gemäss diesen Arbeiten besitzt die Ela-Decke im Vergleich zum Bernina-Deckenkomplex eine deutlich proximalere paläogeographische Position und kann demzufolge mit der oberostalpinen Ortler-Decke korreliert werden. Das entspricht früheren paläogeographischen Rekonstruktionen, unter anderem denjenigen von TRÜMPY (1980) und von FURRER (1985, 1993).

Oberostalpin

Silvretta-Decke

Die Subsilsvrettiden Linsen und der «Dolomit von S-chanf» (auf der Karte noch der S-charl-Decke zugeteilt) werden nach heutigem Kenntnisstand als abgeschürfte Sedimente der Silvretta-Decke interpretiert und demzufolge der Silvretta-Decke zugeordnet. Sie werden im Anschluss an die tektonische Beschreibung der Silvretta-Decke erläutert (s.S. 84f.).

Die Silvretta-Decke ist die tektonisch höchste Einheit im Gebiet von Blatt Albulapass und nimmt den nördlichen Teil davon ein. Die basale Überschiebung der Silvretta-Decke tritt auf der Nordseite des Val Tuors bei Igls Plazs ins Kartengebiet ein, erreicht bei Buorcha den Talgrund und folgt diesem bis zum westlichen Kartengebietsrand. Nördlich von Prasegras, am Ausgang des Val Tisch, tritt sie wieder ins Kartengebiet ein und verläuft dem Val Tisch folgend nach Osten zum Sattel südlich des Piz Murtel da Fier, weiter zur Fuorcla Pischa und am nordwestlichen Talhang des Oberengadins bis ins untere Val Susauna, wo sie das Kartengebiet nach Osten verlässt.

Die Silvretta-Decke ist im grössten Teil des Kartengebiets aus Kristallinesteinen aufgebaut. Im Westen, um den Piz Prosonch, ist die autochthone Sedimentbedeckung des Silvretta-Kristallins aufgeschlossen, repräsentiert durch die permotriassischen Sedimentabfolgen der Ducan-Synklinale («Ducan-Trias»), die mit sedimentärem Kontakt dem Kristallin aufliegt (Fig. 20). Stellenweise sind zwischen den Sedimenten und dem Kristallin Vulkanitvorkommen eingeschaltet (Metarhyolith, in der Karte als «Quarzporphyr» bezeichnet). Der Kontakt zur darunterliegenden Ela-Decke ist meist steil (Taf. 1, Profile 2–4).

Der grösste Teil des Piz-Prosonch-Grates wird vom überkippten Südostschenkel der Ducan-Synklinale aufgebaut (Fig. 20). Die triassischen Sedimente dieses Schenkels weisen zahlreiche kleinere Falten auf. Bei genauer Betrachtung erweist sich, dass diese Falten zumindest teilweise keine Parasitärfaalten der Ducan-Synklinale darstellen. Ihre Vergenz passt nämlich vielerorts nicht zu ihrer Position in der Synklinale und ihre Achsen verlaufen häufig leicht schräg zur Synklinalachse (EICHENBERGER 1986, WURSTER 1991). Die kleineren Falten sind wahrscheinlich etwas älter (D_{1A}) als die die Ducan-Synklinale bildende Grossfalte (D_{1B} , FURRER et al. 1992). Dennoch kann man annehmen, dass Kleinfalten und Grossfalte in einem kontinuierlichen Prozess während der nordwestgerichteten Aufeinanderstapelung der Decken entstanden sind (D_1 , Trupchun-Phase, FROITZHEIM et al. 1994).

Bei Crippels da Blanchas auf der Nordseite des Val Tuors ist der Hauptdolomit im Kern der Ducan-Synklinale aufgeschlossen. Westlich davon treten zusätzlich noch mitteltriassische Sedimentabfolgen (Vallatscha-Formation bis Raibl-Gruppe) des normalliegenden Nordwestschenkels der Synklinale auf. Dieser Nord-

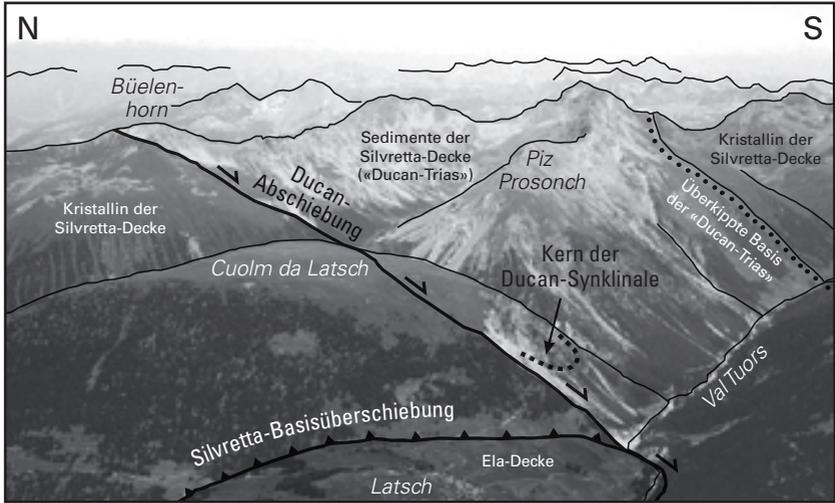


Fig. 20: Die Ducan-Abschiebung schneidet die ältere Silvretta-Basisüberschiebung ab (s.a. Profil A-A' in Fig. 13). Blick von Südwesten (Piz Ela) auf die Ducankette. Foto N. Froitzheim.

westschenkel ist nur reliktsch erhalten, da die Ducan-Synklinale hier durch die flach nach ESE abfallende Ducan-Abschiebung (s. Taf. 1, Profil 2) abgeschnitten und vom Kristallin des Cuolm da Latsch getrennt wird (Fig. 20). Diese Störung ist eine der bedeutendsten der zahlreichen südostfallenden Abschiebungen, die das Mesozoikum der Silvretta-Decke regelrecht zerhacken. Sie entstanden während der Dehnungsphase in der spätesten Kreide (D_2 , Ducan-Ela-Phase), und zwar nach der Bildung der Synklinale (D_1 , Trupchun-Phase). Dies ist in der Nordwestecke des Kartengebiets gut sichtbar, wo die Ducan-Synklinale durch die Ducan-Abschiebung abgeschnitten wird.

Das W-E verlaufende Stück des Kontakts der Silvretta-Decke auf der Nordseite des Val Tuors stellt die ursprüngliche basale Überschiebung der Decke dar (D_1 , Trupchun-Phase), die hier steil nach Norden einfällt, was aber erst westlich des Kartengebiets deutlich zu sehen ist. Diese basale Überschiebung wird bei Buorcha (Koord. 167.460/778.200) von der Ducan-Abschiebung abgeschnitten. Weiter im Süden wird die Untergrenze der Silvretta-Decke deshalb zunächst nicht mehr durch die ursprüngliche basale Überschiebung gebildet, sondern verläuft längs der Ducan-Abschiebung (Taf. 1, Profil 2).

Der am westlichen Kartengebietsrand zwischen Val Tisch und Val Tuors gelegene Komplex von Hauptdolomit und Raibl-Gruppe stellt die südliche Fortsetzung des Kerns der Ducan-Synklinale dar. Der Verkehrtchenkel dieser Synklinale biegt nach Osten um und zieht in Form einer überkippt nordfallenden und gestörten permischen bis triassischen Sedimentabfolge auf der Nordseite des Val Tisch bis zum Piz Murtel da Fier und weiter in das oberste Val Plazbi. Hier wird der Verkehrtchenkel von der Basisüberschiebung der Silvretta-Decke abgeschnitten. Weiter im Osten bildet das Kristallin die Deckenbasis. In diesem Gebiet finden sich an der Deckenbasis grünschieferfazielle Mylonite, die auf einen Transport der Decke in nordwestliche Richtung schliessen lassen und der Überschiebungsphase (D_1 , Trupchun-Phase) zuzurechnen sind. Sie sind von «kälteren» Myloniten und Kataklasiten überprägt, die einen Transport nach Südosten belegen und der nachfolgenden Abschiebungsphase zuzurechnen sind (D_2 , Ducan-Ela-Phase) sind. In diesem Bereich verläuft die Ducan-Abschiebung entlang der ursprünglichen Überschiebung, die durch die Abschiebung reaktiviert wurde.

Subsilvrettide Linsen

Unter der Deckenbasis der Silvretta-Decke finden sich östlich des Val Plazbi Linsen von Dolomit (Fig. 21) und Evaporiten der Trias (Hauptdolomit- und Raibl-Gruppe), die sich oft nur durch die zahlreichen Dolinen in der Moränenbedeckung zu erkennen geben, wie z.B. in der Umgebung der Chamanna d'Escha. Die tektonisch stark überprägten Linsen weisen sowohl inverse als auch normale Lagerung auf.

Bei diesen Subsilvrettiden Linsen (HEIERLI 1955), die auch in der Umrahmung des Unterengadiner Fensters vorkommen, könnte es sich um Relikte des «Verkehrtchenkels» der Silvretta-Decke oder um Äquivalente der Aroser Dolomiten handeln. Für eine Parallelisierung mit den Aroser Dolomiten spricht die ähnliche tektonische Position zwischen der Silvretta- und der Ela-Decke.

«Dolomit von S-chanf»

Der «Dolomit von S-chanf» repräsentiert eine komplex gebaute, intern aus mehrere Schuppen bestehende «Megalinse» von triassischen bis mitteljurasischen Sedimentabfolgen. In der Nähe des Kontakts zu den darüberliegenden Einheiten (Subsilvrettide Linsen und Kristallin der Silvretta-Decke) ist eine teilweise verkehrtliegende stratigraphische Abfolge zu beobachten; in den übrigen Bereichen ist die stratigraphische Polarität aufgrund der internen Deformation (Verschuppung, Faltung) nicht immer eindeutig.

Die tektonische Stellung des «Dolomits von S-chanf», der sich am östlichen Kartengebietsrand von S-chanf bis ins Val Susauna erstreckt und unter dem Silvretta-Kristallin liegt, ist problematisch. HEIERLI (1955) nimmt an, dass er der

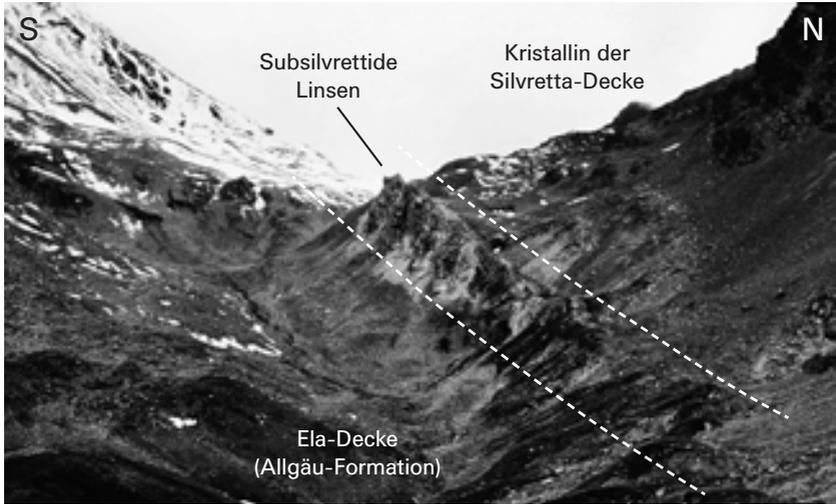


Fig. 21: Blick von Osten auf die Fuorcla Pischa. Die Felsklippe in der Bildmitte wird von Dolomit der Raibl-Gruppe in einer mittelsteil nach rechts (Norden) einfallenden Subsilvrettiden Triaslinse gebildet. Darüber (rechts) liegt das Kristallin der Silvretta-Decke, darunter (links) die Sedimentabfolgen der Allgäu-Formation der Ela-Decke (Nordhang des Piz Blaisun).
Foto N. Froitzheim.

Quattervals-Decke östlich der Engadiner Störung entspricht und von oben als «Tauchfalte» in die Ela-Decke eingefaltet worden ist. Dies steht in Widerspruch zur Ansicht von SCHMID & HAAS (1989) und FROITZHEIM et al. (1994), die die Silvretta-Decke mit dem Sesvenna-Kristallin parallelisieren und die Quattervals-Decke als Hangendes des Sesvenna-Kristallins interpretieren. Dies würde mit sich bringen, dass die Quattervals-Decke eine höhere tektonische Stellung als die Silvretta-Decke hat und somit nicht mit dem unter der Silvretta-Decke steckenden «Dolomit von S-chanf» korreliert werden kann.

Störungen

Engadiner Störung¹⁾

Die Engadiner Störung ist im Gebiet von Atlasblatt Albulapass vollständig von der Quartärfüllung des Oberengadins überdeckt; ihr Verlauf dürfte aber generell der Talachse folgen. Sie steht in diesem Bereich vermutlich etwa vertikal. Die heutige Lage bzw. die Relativbewegung der beidseitig dieser Störung gelegenen tektonischen Einheiten kann gemäss SCHMID & FROITZHEIM (1993) mit der Rotation um eine horizontale Achse interpretiert werden, die in ca. 17 km Tiefe zwischen Samedan und St. Moritz die Störungsfläche durchstösst (Fig. 22). Diese Rotation führte im vorliegenden Gebiet zu einer sinistralen Seitenverschiebung mit einem Versatz von wenigen Kilometern, kombiniert mit einer nach NE hin zunehmenden Absenkung (bei S-chanf ca. 3 km) des südöstlich der Engadiner Störung gelegenen Bereichs.

Das Alter der Bewegungen an der Engadiner Störung ist nicht geklärt; sie sind jünger als 30 Ma (evtl. spätes Oligozän – Miozän), da die Kontaktaureole der 30 Ma alten Bergell-Intrusion bei Maloja von der Störung abgeschnitten wird.

Mezzaun-Abschiebung

Der südöstlich der Engadiner Störung gelegene Teil des Kartengebiets wird durch eine bedeutende, nach Süden einfallende Abschiebung, die Mezzaun-Abschiebung (SCHMID & FROITZHEIM 1993), in zwei Teile geschnitten (Fig. 12 und Profil C-C' in Fig. 13, Taf. 1, Profil 4). Diese Abschiebung war vermutlich in der späten Kreide aktiv und dürfte somit der Ducan-Ela-Phase (D₂) zuzuordnen sein. Sie verläuft am Südrand des Seja-Kristallins, d.h. von Chamues-ch im untersten Val Chamuera nach ENE über Muotta Pitschna zum Lej da Prastinaun. Die Gesteine im Hangenden der Abschiebung gehören zum Bernina-Deckenkomplex, die im Liegenden derselben zum Err-Deckenkomplex. Nordwestlich der Engadiner Störung, im Gebiet von Atlasblatt St. Moritz/S. Murezzan, bildet die Mezzaun-Abschiebung gemäss SCHMID & FROITZHEIM (1993) die Grenze zwischen dem Kristallin der Err-Decke und den südlich darauf auflagernden Sedimenten der Zone von Samedan.

Der Err-Deckenkomplex im Liegenden der Mezzaun-Abschiebung umfasst das Seja-Kristallin, die nordöstlich daran anschliessenden triassischen bis jurassischen Sedimentabfolgen der Bugliauna-Serien sowie das im Kartengebiet gerade noch angeschnittene Bugliauna-Kristallin südlich von S-chanf. An den beiden Bergrücken westlich des Lej da Prastinaun sind im Liegenden der Mezzaun-

¹⁾ Der in der Karte verwendete und in der Literatur häufig gebrauchte Begriff «Engadiner Linie» wird in den vorliegenden Erläuterungen durch «Engadiner Störung» ersetzt.

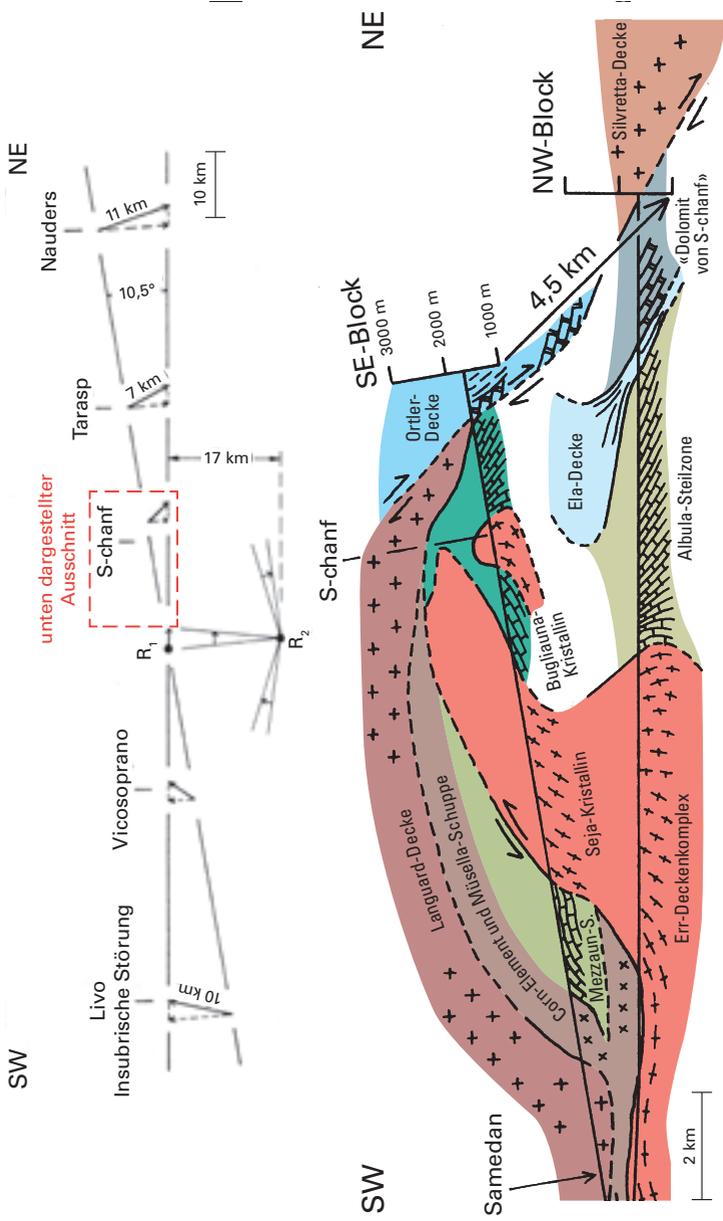


Fig. 22: Die Relativbewegungen längs der Engadiner Störung (Mezzaun-S. = Mezzaun-Schuppe; nach SCHMID & FROITZHEIM 1993).

Abschiebung noch kleine, auf der Karte nicht eingezeichnete Reste der ursprünglichen Sedimentbedeckung des Seja-Kristallins erhalten (frühtriassische Fuorn-Formation und Karbonate der mitteltriassischen Garone-Serie, nördlich Pkt. 2530.2 und bei Pkt. 2441).

Das Hangende der Mezzaun-Abschiebung umfasst von unten nach oben die folgenden, dem Bernina-Deckenkomplex zugeordneten Einheiten:

- die triassischen bis frühjurassischen Gesteinsabfolgen des unteren Teils der Mezzaun-Schuppe am Ausgang des Val Chamuera,
- die triassischen bis kretazischen Gesteinsabfolgen des mächtig entwickelten mittleren Teils der Mezzaun-Schuppe (von der Fanez-Formation am Nordwesthang des Piz Mezzaun bis Chanèls-Formation im Gipfelbereich des Piz Mezzaun),
- die triassischen bis mitteljurassischen Gesteinsabfolgen des nur geringmächtig ausgebildeten oberen Teils der Mezzaun-Schuppe,
- das Kristallin der Müsella-Schuppe (entspricht dem Corn-Kristallin in SCHMID & FROITZHEIM 1993), das zwischen Alp Müsella und Munt Müsella südlich des Val Chamuera sowie als isolierte Klippe am Grat östlich des Piz Mezzaun ansteht,
- die Sedimente des Corn-Elements am Munt Müsella, die mit der Ela-Decke zu parallelisieren sind (s.S. 81), sowie das darüberliegende Kristallin der Languard-Decke, die jedoch nicht mehr im Kartengebiet aufgeschlossen ist.

Die Überschiebung zwischen dem unteren und dem mittleren Teil der Mezzaun-Schuppe wird an der Muotta Pitschna von der Mezzaun-Abschiebung abgeschnitten. Östlich davon (ausserhalb des Kartengebiets) werden die Überschiebungen der höheren tektonischen Einheiten ebenfalls von der Mezzaun-Abschiebung abgeschnitten.

Ducan-Abschiebung

Die Ducan-Abschiebung (Fig. 12 u. 20) liegt in der nordwestlichen Kartengebietsecke und durchtrennt hier die Sedimente der Ducan-Synklinale. Sie ist bereits vorgehend im Kapitel über die Silvretta-Decke ausführlich beschrieben worden (s.S. 82ff.).

TEKTONOMETAMORPHE ENTWICKLUNG

Ordovizischer Zyklus und ältere Relikte

Die Kristallineinheiten innerhalb des Kartengebiets repräsentieren das polymetamorphe Grundgebirge, das zusammen mit seiner Sedimentbedeckung (Perm–Kreide) von der alpinen Orogenese erfasst und in Decken aufgestapelt wurde. Umfangreiche Studien liegen zur variszischen und prävariszischen Entwicklung der Silvretta-Decke vor (MAGGETTI & FLISCH 1993), von denen sich die meisten allerdings auf das Gebiet nördlich des vorliegenden Kartenblattes beziehen, sodass sich ihre Ergebnisse nur bedingt auf die Gesteine des Kartengebiets übertragen lassen. Das Kristallin der Silvretta-Decke wird gewöhnlich in drei Gesteinsassoziationen gegliedert: «Paragneise», «Ältere Orthogneise und Metabasite», sowie «Jüngere Orthogneise». Die Assoziation der «Älteren Orthogneise und Metabasite» umfasst Metamorphite aus ultrabasischen, basischen, intermediären und sauren Ausgangsgesteinen. Von den auf der Karte ausgeschiedenen Gesteinen werden die Paragesteine (G_s) den «Paragneisen» zugeordnet, die wenigen Linsen von Amphibolit (**Am**) den «Älteren Orthogneisen und Metabasiten», und der Kesch- (**GO**) und der Forun-Gneis (**GI**) den «Jüngeren Orthogneisen» (MÜLLER et al. 1995).

Die Ausgangsgesteine der «Jüngeren Orthogneise» sind ca. 460–420 Ma alte Granitoide (Ordovizium–Silur, LIEBETRAU 1996). So wurde im Kesch-Gneis ein Alter von ca. 426 Ma für das letzte magmatische Ereignis ermittelt (POLLER 1997). Nach ihrer chemischen Zusammensetzung werden die Ausgangsgesteine der «Jüngeren Orthogneise» dem S-Typ zugeordnet, der typisch für Granitintrusionen in Kollisionsgebirgen ist. Die Ausgangsgesteine der «Älteren Orthogneise und Metabasite» sind sehr heterogen, sowohl in Bezug auf ihre chemische Zusammensetzung als auch auf ihr Alter. Sie umfassen mehr als ca. 610 Ma alte Basalte der ozeanischen Kruste, ca. 610 Ma alte Inselbogen-Magmatite (SCHALTEGGER et al. 1997), ca. 528 Ma alte S-Typ-Granitoide (Mönchalp-Gneis, POLLER 1997), 532 ± 30 Ma alte Plagiogranite, die wahrscheinlich an einem ozeanischen Spreizungsrücken entstanden sind (MÜLLER et al. 1996), ca. 520–525 Ma alte Gabbros und Tonalite eines aktiven Kontinentalrandes sowie ca. 470–475 Ma alte Gabbros (SCHALTEGGER et al. 1997, POLLER 1997). Die Ausgangsgesteine der «Paragneise» sind schwierig zu datieren; es dürfte sich zum Teil um präkambrische, zum Teil um altpaläozoische Sedimentabfolgen handeln.

Basierend auf diesen Daten lässt sich zusammenfassen, dass seit dem späten Proterozoikum ein ozeanischer Bereich vorlag, in dem Subduktion stattfand, teilweise in intraozeanischen Subduktionszonen, teilweise an aktiven Kontinentalrändern. Gleichzeitig fand aber auch die Bildung neuer ozeanischer Kruste statt.

Ozeanböden, Inselbögen und möglicherweise auch Kontinentfragmente wurden während des Ordoviziums in einem Kollisionsgebirge zusammengeschweisst, in das während des Ordoviziums und des Silurs umfangreiche Granitplutone intrudierten, die als Ausgangsgesteine der «Jüngeren Orthogneise» interpretiert werden. Die damit einhergehende Metamorphose wurde während der variszischen Orogenese stark überprägt, so dass die Relikte der prävariszischen Zyklen (Ordovizium und älter) nur schwer zu identifizieren sind. Die erwähnten ordovizischen bis silurischen Subduktions- und Kollisionsprozesse fanden am nördlichen Rand des Gondwana-Kontinents statt.

Variszischer Zyklus

Die variszische Metamorphose der Silvretta-Decke umfasst eine eklogitfazielle Hochdruckmetamorphose um etwa 350 Ma (LADENHAUF et al. 2001). Diese ist nur in basischen Gesteinen (Eklogiten) dokumentiert, die zur Gesteinsassoziation der «Älteren Orthogneise und Metabasite» gehören. Im Kartengebiet liegen wenige retrograd überprägte Eklogite vor. Das gesamte Silvretta-Kristallin wurde von der regionalen variszischen Metamorphose unter Bedingungen der Amphibolitfazies überprägt; diese lässt sich auf etwa 300–310 Ma (Spätes Karbon) datieren (FREI et al. 1995). Dabei entstanden auch die grossmassstäblichen Falten mit steilen Achsen («Schlingen»), die typisch für die Silvretta-Decke sind. Während die Silvretta-Decke ausser Diabasgängen (s.u.) keine variszischen und postvariszischen Magmatite enthält, wird das unterostalpine Kristallin des Err- und des Bernina-Deckenkomplexes wesentlich von solchen Intrusionen geprägt. Dabei lassen sich im Bernina-Deckenkomplex zwei Magmenserien von unterschiedlicher chemischer Zusammensetzung unterscheiden: eine mengenmässig dominierende variszische kalk-alkalische Granodiorit-Granit-Serie (ca. 333 Ma) und eine postvariszische Alkaligranit-Serie (ca. 295 Ma; VON QUADT et al. 1994). Der auf der Karte dargestellte Granit und Granodiorit («Albula-Granit», γ_A) sowie der Diorit und Quarzdiorit (δ) der Err-Decke im Südteil des Kartengebiets können mit der variszischen kalk-alkalischen Granodiorit-Granit-Serie parallelisiert werden und dürften ein ähnliches Alter (d.h. ca. 333 Ma) haben.

Die variszische Orogenese wurde verursacht durch die Kollision von Laurasia und Gondwana unter Einbezug der dazwischen gelegenen Mikrokontinente und Inselbögen. Dabei entstand der Superkontinent Pangäa. In Mitteleuropa wurde ein dem heutigen Himalaya-Tibet-System vergleichbares Stadium der Kollision im Späten Karbon erreicht. Im Frühen Perm wurde die verdickte Erdkruste des Gebirges von Dehnungs- und Seitenverschiebungstektonik betroffen; es bildeten sich Gräben, in denen klastische Sedimente abgelagert wurden, häufig begleitet von bimodalem (basaltischem und rhyolithischem) Vulkanismus (vgl.

dazu die paläogeographischen Karten in PFIFFNER 2015). Die Zeugnisse dieses Vulkanismus sind im Gebiet des vorliegenden Kartenblatts zum einen in Form der Diabas- und Lamprophyrgänge ($\delta\beta$) im Silvretta-Kristallin zu finden. Diese dürften frühpermischen Alters sein, da sie einerseits nach der variszischen Metamorphose intrudierten, andererseits nicht in der permotriassischen Sedimentbedeckung zu finden sind. Datierungen ergaben ca. 280 Ma (HELLERMANN-FURRER 1992). Zum anderen finden sich permische Vulkanite (Bellaluna-Metarhyolith der Ruina-Formation, «Quarzporphyr» π), die in verkehrter Lagerung zwischen dem Kristallin der Silvretta-Decke und der Chazforà-Formation am Piz Darlux aufgeschlossen sind.

Alpiner Zyklus

Extensionstektonik

In der Frühen Trias war das variszische Gebirge weitgehend eingeebnet; im Anisien transgredierte von Südosten das Meer. Der Ablagerungsraum der im Kartengebiet aufgeschlossenen triassischen Sedimente war ein nach Osten oder Südosten zum Meliata-Ozean (Paläotethys) gerichteter Schelf. Dabei war das paläogeographisch nordwestlich gelegene Unterostalpin am weitesten vom offenen Meer entfernt und zeigt dementsprechend Übergänge von der alpinen zur germanischen Fazies der Trias sowie insgesamt eine geringere Subsidenz, was sich in deutlich reduzierten Mächtigkeiten und faziellen Unterschieden der triassischen Sedimentabfolgen der Err-Decke im Vergleich mit denjenigen der Silvretta-Decke äussert. Diesbezüglich gilt es jedoch zu beachten, dass aus den triassischen Dolomitabfolgen im Ostalpin häufig nicht die primäre Mächtigkeit abgeleitet werden kann, da diese bei der jurassischen Extension tektonisch stark überprägt wurden (schriftl. Mitt. G. Manatschal).

Die am Ende der Trias einsetzende Dehnungstektonik führte zum fortschreitenden Zerbrechen der triassischen Karbonatplattform in von Abschiebungen begrenzte Schollen. Am Fuss der Bruchstufen solcher Schollen sammelten sich submarine Schuttkörper, die in Form der jurassischen Brekzien, z.B. am Murtel Trigd in der Err-Decke, erhalten geblieben sind. Zusätzlich gingen Trübestrome von den Bruchstufen aus, die heute beispielsweise exemplarisch in den Sedimentabfolgen der Allgäu-Formation am Südgrat des Piz Blaisun aufgeschlossen sind. Die Dehnungstektonik lief in zwei Phasen ab: In der ersten Phase (Hettangien-Sinémurien) bildete sich, von Osten nach Westen fortschreitend, ein System von nach Osten einfallenden Abschiebungen und damit verbundenen Halbgräben im Oberostalpin (z.B. Ortler-Decke) und im unterostalpinen Bernina-Deckenkomplex einschliesslich der Ela-Decke. In der zweiten Phase (ab dem späten Toarcien) entstand ein System von westfallenden Abschiebungen, das vor allem im Err- und



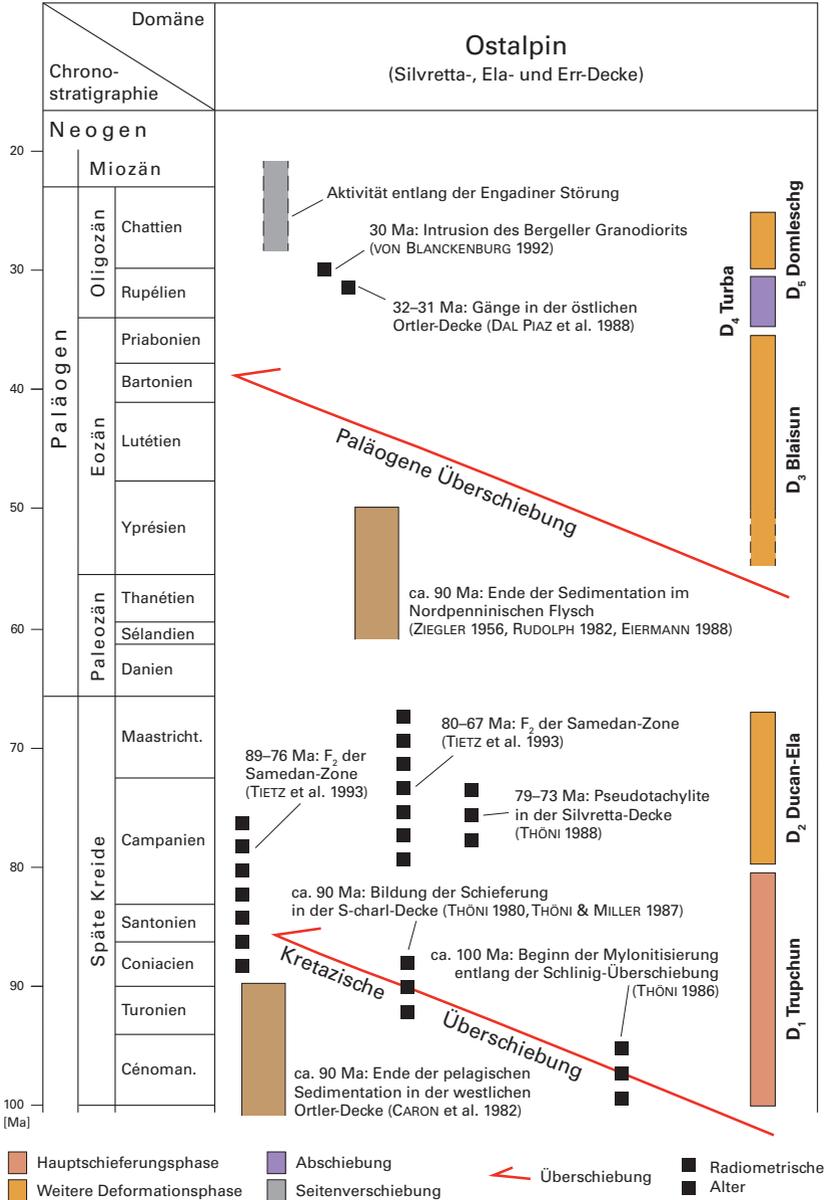
Fig. 23: Diskordanz (mit Pfeil markiert) zwischen steilstehendem Hauptdolomit (unten) und flach aufliegenden Sedimentabfolgen der Allgäu-Formation (oben) am Pkt. 2798 östlich des Piz Üertsch. Blick nach Westen. Foto N. Froitzheim.

Bernina-Deckenkomplex vorliegt und flach einfallende Abschiebungen (Detachment Faults) umfasst. Die Aktivität dieses Bruchsystems führte schliesslich zur Freilegung von Gesteinen des Erdmantels, die heutzutage in der Platta-Decke anzutreffen sind, und letztlich zur Öffnung des Piemont-Ligurischen Ozeans im Mittleren Jura. Zwischen dem west- und dem ostfallenden Abschiebungssystem blieb das Gebiet des späteren Bernina-Deckenkomplexes als submarine Hochzone stehen. Diese Interpretation wird jedoch von neueren Arbeiten, die dem Bernina-Deckenkomplex eine ähnliche Position wie dem Err-Deckenkomplex zuordnen, infrage gestellt (vgl. MOHN 2010). Die jurassische Bruchtektonik führte in der Ela-Decke an vielen Stellen zu Diskordanzen zwischen dem Hauptdolomit und den Sedimentabfolgen der Allgäu-Formation sowie zum häufigen Fehlen der Kössen-Formation (Fig. 23). Sie wirkte sich auch stark auf die alpine Tektonik aus. So ist es zunächst unverständlich, warum der Hauptdolomit innerhalb der Ela-Decke nach Osten auskeilt. Östlich des Piz Üertsch stehen in der Ela-Decke nur noch Sedimente der Allgäu-Formation an. Berücksichtigt man jedoch die jurassische Dehnungstektonik, lassen sich die Verhältnisse gut mit einer nach Osten einfallenden Abschiebung erklären, die von der nach Westen gerichteten alpinen Basisüberschiebung der Ela-Decke durchschnitten wurde.

Kretazische Kollisionstektonik und Metamorphose

Die jurassische Dehnungstektonik führte zur Absenkung des gesamten ostalpinen Bereichs in Tiefen unterhalb der Kalzit-Kompensationstiefe, so dass am Ende des Mittleren und im Späten Jura kalkfreier Radiolarit abgelagert wurde. Es ist jedoch fraglich, ob der gesamte ostalpine Bereich infolge der Dehnungstektonik so stark abgesenkt wurde. Gemäss neueren Studien kann Radiolarit durchaus auch sehr proximal und nicht zwingend in tief marinen Bereichen abgelagert werden (schriftl. Mitt. G. Manatschal). Die Sedimentation setzte sich mit pelagischen Kalk- (Später Jura) und mit Mergelabfolgen (Kreide) fort; die jüngsten flysch- und melangeartigen kretazischen Sedimente in der Ela-Decke (Val Tsch) stammen aus dem Cénomani, diejenigen der Mezzaun-Schuppe (Piz Mezzaun) aus dem frühen Turonien (s. Kap. Stratigraphie und Petrographie). Demnach wurde der Sedimentation in diesen Einheiten während des Turoniens durch Überschiebungen ein Ende gesetzt (Trupchun-Phase D_1 , Fig. 24). Diese Überschiebungen waren nach Westen bis Nordwesten gerichtet (RATSCHBACHER 1986, SCHMID & HAAS 1989, FROITZHEIM et al. 1994) und stapelten im Kartengebiet die Silvretta-, die Ela- und die Err-Decke übereinander. Dabei entstanden beispielsweise die Ducan-Synklinale und das E-W verlaufende Streckungslinear in der Ela-Decke. Noch in einem späten Stadium der Trupchun-Phase (D_{1B}) bildete sich durch Kombination von N-S-Verkürzung und sinistraler Seitenverschiebung die Albula-Steilzone zwischen der Silvretta-Decke und dem Err-Deckenkomplex.

Die ostalpinen Decken wurden im Zuge der Deckenstapelung und Versenkung niedriggradig metamorph überprägt, wobei der Grad der Überprägung der mesozoischen Sedimentgesteine im Kartengebiet von der Diagenese über die Anchi- bis Epizone und die Grünschieferfazies reicht (Fig. 25; FERREIRO MÄHLMANN 1995). Die Grenze Diagenese/Anchizone wird bei 180–230°C angesetzt, die Grenze Anchizone/Epizone bei 270–320°C; die Grünschieferfazies beginnt bei ca. 350°C (FERREIRO MÄHLMANN 1996). Das gesamte Spektrum dieser Bedingungen ist im Kartengebiet anzutreffen. FERREIRO MÄHLMANN (1995, 1996) nimmt jedoch für die Sedimente der Silvretta-Decke im Nordwesten des Kartengebiets an, dass die Metamorphose bereits vor der eigentlichen Deckenstapelung, d. h. präalpin, im Sedimentbecken stattfand, da die Flächen gleichen Metamorphosegrades durch die Ducan-Synklinale verfaltet werden. Die metamorphe Überprägung der Ela- und der Err-Decke dürfte auf überschiebungsbedingte Versenkung und damit einhergehende erhöhte Druck- und Temperaturbedingungen zurückzuführen sein. Die kretazisch angelegten Deckengrenzen stellen teilweise Diskontinuitäten in der Verteilung der Intensität der metamorphen Überprägung dar (Fig. 25). Dies deutet darauf hin, dass die metamorphe Überprägung in den tektonischen Einheiten unterhalb der Silvretta-Decke mindestens gleich alt bzw. älter als die Deckengrenzen ist. Die niedrigsten Metamorphosebedingungen (Diagenese) innerhalb des Kartengebiets finden sich am Piz Bial in der Err-Decke, also in der tiefsten tekto-



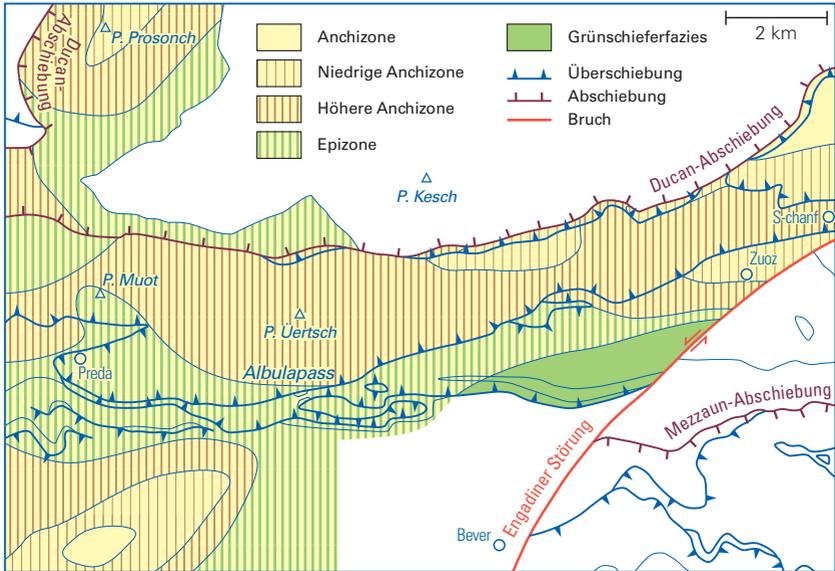


Fig. 25: Verteilung der Metamorphosegrade in den mesozoischen Sedimentgesteinen im Gebiet von Atlasblatt Albulapass (aus FERREIRO MÄHLMANN 1995).

nischen Einheit, sowie im «Dolomit von S-chanf» (Fig. 25). Die niedriggradige Metamorphose am Piz Bial ist mit der geringen alpinen Verformung korrelierbar, welche auch die gute Erhaltung der jurassischen Abschiebung am Piz Bial und weiter westlich (ausserhalb des Kartengebiets) am Piz Jenatsch und am Piz Laviner begünstigte. Die höchsten Metamorphosebedingungen (Grünschieferfazies) treten in den südlichen Schuppen der Albula-Steilzone östlich des Albulapasses auf (Gualdauna-Muntischè-Schuppe und Schuppen der Err-Decke). Von hier nach Norden in die Ela-Decke nimmt der Grad der metamorphen Überprägung auf kurze Distanz über die Epizone und die höhere Anchizone bis zur niedrigen Anchizone am Piz Blaisun ab. Nördlich der Deckengrenze der Silvretta-Decke, in den verkehrt liegenden Sedimenten am Nordhang des Val Tisch, findet man dann wieder höhere Bedingungen (Epizone), die als «transportierte Metamorphose» interpretiert werden. Kristallinmylonite an der Basis der Silvretta-Decke, die bei

Fig. 24: Der «orogene Fahrplan» des Gebiets von Atlasblatt Albulapass (aus FROITZHEIM et al. 1994).

der westgerichteten Abscherung der Decke von ihrem Untergrund entstanden sind, weisen generell hochtemperierte Mikrostrukturen auf, wie sie sich ab etwa 500°C bilden (Korngrenz wandern im Quarz, FROITZHEIM et al. 1994). Daneben finden sich niedriger temperierte Mikrostrukturen, die bei der spätkretazischen Reaktivierung der Deckengrenze als ostgerichtete Abschiebung entstanden.

Die kretazische Deckenstapelung im Ostalpin, zu der die Trupchun-Phase (D_1) gehört, entwickelte sich als nordwestgerichteter Überschiebungsgürtel im Vorland einer südostfallenden intrakontinentalen Subduktionszone, die innerhalb des ostalpinen Bereichs gelegen war (Fig. 25). Diese Subduktionszone ist durch den Gürtel von eoalpinen, ca. 95 Ma alter Hochdruck- und Ultrahochdruckmetamorphose in den ostalpinen Decken südlich und südöstlich des Tauernfensters markiert. Die Subduktion des Piemont-Ligurischen Ozeans setzte erst ein, als die Front des Überschiebungsgürtels in der späten Kreide den Kontinentalrand zwischen dem Ostalpin und dem Piemont-Ligurischen Ozean erreichte. Als nun wieder schwerere ozeanische Lithosphäre subduziert wurde, begann die Subduktionszone nach Nordwesten zurückzurollen, was im zuvor gestapelten Ostalpin im Hangenden der Subduktionszone zu Dehnungstektonik führte, die von etwa 80–67 Ma anhielt. Dabei bildeten sich die südostfallenden Abschiebungen, von denen im Kartengebiet die Ducan- sowie die Mezzaun-Abschiebung die bedeutendsten sind, sowie in zuvor steilgestellten Schichten die «Kollapsfalten» der Ducan-Ela-Phase (D_2 , Fig. 25). Das Gebirge versank teilweise wieder im Meer, wie diskordant auflagernde marine Schichten der Gosau-Gruppe in den weiter östlich liegenden Nördlichen Kalkalpen zeigen.

Paläogene Kollisionstektonik

Im Paläogen wurde der ostalpine Deckenstapel nach Norden über das Penninikum geschoben und intern in N-S-Richtung verkürzt, dabei entstanden die aufrechten, E-W streichenden Falten der Blaisun-Phase (D_3 , Fig. 25). Die ostalpine Basisüberschiebung ist nordöstlich des Kartengebiets im Unterengadiner Fenster aufgeschlossen: Hier liegt das Kristallin der Silvretta-Decke mit einer dünnen Lage von nordgerichteten Myloniten auf penninischen Metasedimenten, die marine Fossilien des Paleozäns und des frühen Eozäns enthalten. Diese Bereiche können somit frühestens im Eozän von der Silvretta-Decke überfahren worden sein.

Weitere paläogene Deformationsstrukturen sind westlich des Kartengebiets im Grenzbereich zwischen Penninikum und Ostalpin zu finden. Dabei handelt es sich um ostfallende Abschiebungen aus dem späten Eozän und Oligozän (Turba-Mylonitzone und damit verbundene Brüche) sowie um eine weitere Faltungsphase (Domleschg-Phase, Fig. 25; nach SCHMID et al. 1990, BAUDIN et al. 1993 und STEINMANN 1994). Hierzu gehörende Strukturen wurden im Kartengebiet bisher nicht eindeutig identifiziert. Das letzte große Verformungsereignis, das im Gebiet von

Blatt Albulapass dokumentiert ist, stellt die Engadiner Störung dar. Sie entstand nach der Intrusion des Bergell-Plutons, d.h. nach 30 Ma, und gehört vermutlich zu dem System von spätligozänen und miozänen Seitenverschiebungen, das die nach Osten gerichtete Extrusion von Krustenblöcken und gleichzeitige E-W-Dehnung der Ostalpen ermöglicht hat. Es umfasst neben der Engadiner Störung die Brenner-Abschiebung, das östliche Periadriatische Bruchsystem, die Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störung sowie zahlreiche weitere Brüche und Störungen.

MINERALISCHE ROHSTOFFE UND BERGBAU

Kies

Ca. 800 m östlich der Albulapasshöhe wurde in drei grösseren Kiesgruben Hang- und Bachschutt abgebaut. Eine weitere, wieder verfüllte Kiesgrube befindet sich südlich von Bever im Bachschuttkegel des Beverins.

Bruchsteine

Für die Ausmauerung des Albulatunnels wurden Kalk- und Granitquader verwendet. Im Bereich des Nordportals dürften diese aus den umliegenden Steinbrüchen stammen, beispielsweise aus denjenigen unmittelbar nordöstlich des Bahnhofs von Preda (Kalkstein). Die Granitblöcke für das Südportal wurden durch Sprengen der hier zahlreich angetroffenen Erratiker gewonnen. Zusätzlich dürften weitere Blöcke aus dem Steinbruch nördlich von Bever verwendet worden sein.

Der Steinbruch Sass Grand bei Bever liegt im Orthogneis der Müsella-Schuppe. Es wurden hauptsächlich Blöcke gewonnen. Das witterungsbeständige Gestein eignet sich gut für Uferverbauungen. 1967 wurde der Steinbruch in eine Kehrichtdeponie umgewandelt und dient heute vor allem als Deponie für Bauschutt.

Eisenerz

Im oberen Val Plazbi erscheint auf der topographischen Karte der Name Murtel da Fier und im Val Tisch bei Igls Saglients die Lokalität Minas da Fier. Dies weist auf ehemalige Eisenerz-Abbaugebiete hin (ladinisch fier = Eisen). Bei Bellaluna (LK-Blatt Savognin) nordwestlich von Bergün sind Ruinen von ehemaligen Hochöfen zur Verhüttung dieser Erze erhalten geblieben und restauriert worden.

Nach EUGSTER (1923b) wurden die Eisenerzvorkommen in den beiden erwähnten Tälern östlich von Bergün in zwei Perioden abgebaut: Die erste Periode dauerte im Val Plazbi von 1556 bis 1615; die zweite, vorwiegend im Val Tisch, von 1811 bis 1900. Aus dem Jahr 1834 ist überliefert, dass total 3500 Zentner Erz gewonnen wurden. Das abgebaute Erz mit Nebengestein wurde mit Pferdefuhrwerken und Hornschlitten zur Verhüttung nach Bellaluna transportiert. Die Verhüttung erfolgte mit Zuschlägen von Hornblende, Schiefer, Kalkstein und Braunstein (Sammelbezeichnung für Manganminerale), während die benötigte Kohle mittels

Kohlemeilern in den benachbarten Wäldern gewonnen wurde. Heute finden sich nur noch Überreste der ehemaligen Abbaugebiete. Im Val Plazbi kann man auf 2510 m ü.M. noch den Graben erkennen, wo das Erz im Tagbau abgebaut wurde (Koord. 783.300/165.100). Im Val Tisch erfolgte der Abbau in fünf heute weitgehend verschütteten Stollen.

Das Eisenerz auf Murtel da Fier im Val Plazbi wurde aus der Ducan-, Fuorn- und der Chazforà-Formation gewonnen. Die Erzflöze sind meist 3 cm mächtig, erreichen aber am Grat zwischen Murtel da Fier und Murtel da Lai bis 20 cm Mächtigkeit und sind mit Quarzadern assoziiert (MÜLLER 1979a, b). Es handelt sich beim abgebauten Erz um dunkelgrauen bis fast schwarzen, nahezu massigen Siderit sowie um feinschuppigen Hämatit.

Analysen durch die «Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung der schweizerischen Erzlagerstätten» von 1923 sind in der Tabelle 2 aufgelistet.

Im Val Tisch, nördlich von Igls Saglients, treten die bis 30 cm mächtigen Flöze (vorwiegend graublau glänzender feinschuppiger Hämatit und untergeordnet Siderit), in reich verzweigten Quarzadern auf (MÜLLER 1979a, b). Die Vorkommen finden sich hier sowohl im Vallatscha-Dolomit als auch in der Ducan- und in der obersten Fuorn-Formation. Analysen durch Von Roll, Choindex, aus dem Jahr 1917 sind in Tabelle 3 aufgeführt.

Nach EICHENBERGER (1986, S.138) sind im Val Tisch neben den bereits erwähnten Eisenerzvorkommen (Hämatit und Siderit) zusätzlich Kupfer- (Azurit und Malachit) und Bleierz (Bleiglanz) sowie Sulfide (Sphalerit) nachgewiesen. Die in der Ducan-Formation und in der Vallatscha-Formation schichtgebunden auftretenden Vererzungen werden von ihm als synsedimentäre Bildung der Mittleren Trias gedeutet. Die weitaus häufigeren Vererzungen auf Klüften sind aber alpin-tektonischer Herkunft.

Tab.2: *Analysen des auf Munt da Fier abgebauten Eisenerzes (Angaben in Vol.-%, Analysen der «Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung der Schweizerischen Erzlagerstätten», in MÜLLER 1979b)*

Fe	42,200	50,810	27,460
Mn	–	5,150	4,000
SiO ₂	10,150	4,430	34,400
CaO	0,880	0,500	0,860
MgO	1,860	1,020	1,860
P	0,220	0,220	0,260
S	Spuren	0,003	Spuren

Tab.3: *Analysen des im Val Tisch abgebauten Eisenerzes (Angaben in Vol.-%, Analysen der Von Roll, Choindez, in MÜLLER 1979b)*

Fe	51,500	49,650	59,000
Mn	1,250	0,330	0,200
SiO ₂	12,740	12,580	7,780
CaO	3,650	3,500	1,900
Al ₂ O ₃	3,690	6,490	3,800
MgO	0,560	0,890	Spuren
P	0,017	0,017	–
S	1,220	1,000	1,200

TECHNISCHE GEOLOGIE

Albulatunnel

Mit dem Bau des 5866 m langen Albulatunnels wurde im Oktober 1898 begonnen. Der Durchschlag des Tunnels erfolgte Ende Mai 1902. Es wurden von Norden nach Süden die folgenden Gesteinseinheiten durchfahren (TARNUZZER 1904, ergänzt durch Befunde von SC+H 2014a):

877,5 m	Kalk- und Tonschiefer (Allgäu-Formation)
250,0 m	Stark geklüftete Allgäu-Formation am Kontakt zur Mora-Rauwacke
109,0 m	Zellendolomit (Mora-Rauwacke)
54,0 m	«Casanna-Schiefer» (jurassische Kataklastite)
1403,0 m	«Albula-Granit»
100,0 m	Kataklastische Störung
1119,0 m	«Albula-Granit»
66,0 m	Schiefer und Mergel (frühjurassische Sedimente)
1662,5 m	«Albula-Granit»
104,5 m	Grundmoräne
114,5 m	Hang- und Bachschutt, Erratiker in sandiger Matrix (Moräne)

In den Sedimentabfolgen der Allgäu-Formation erfolgte bei Stollenmeter (Sm) 618 ab Nordportal ein Wassereintritt von 25 l/s und bei Sm 1003 ein solcher von 300 l/s. In dem darauffolgenden Abschnitt in der Mora-Rauwacke ereignete sich bei Sm 1152 ein gewaltiger Wassereinbruch, verbunden mit der Einschwemmung grosser Mengen von Dolomitsand. Bei diesem Ereignis wurden mehrere Arbeiter getötet. Der anschliessende Abschnitt mit insgesamt 18 m «schwimmendem Gebirge» war nur mit grösster Mühe beherrschbar. Für die Querung der ersten 6,3 m dieser Problemzone wurden zweieinhalb Monate benötigt!

Im «Albula-Granit» stiess man bei Sm 1920 ab Südportal überraschenderweise auf eine 65 m lange Strecke mit dunklen frühjurassischen Sedimenten. Beim Südportal erschwerten grosse, in Sand gebettete Findlingsblöcke den Vortrieb erheblich. Bei Sm 108 (ab Südportal) ereignete sich ein Tagbruch.

Im Jahr 2015 begann der Bau einer neuen, zweiten Röhre, die 30 m nördlich des bestehenden Tunnels gebaut wird. Danach soll der alte Tunnel nach Abschluss seiner Sanierung als Sicherheitstunnel verwendet werden.

Bohrungen

Auf der vorliegenden Karte sind nur wenige Bohrungen dargestellt. Erwähnenswert ist hiervon die im Rahmen von hydrogeologischen Untersuchungen südlich von Zuoz in der Talebene des Inns abgeteufte Bohrung. Die Felsoberfläche wurde an diesem Standort in 92 m Tiefe erreicht (B+M 1982).

Zahlreiche neuere Bohrungen wurden im Zusammenhang mit den geologischen Voruntersuchungen zum neuen Albulatunnel in den Portalbereichen bei Preda und Spinaz sowie entlang der Tunnelachse abgeteuft (SC+H 2012, 2013, 2014b).

Besondere Aufmerksamkeit wurde zudem der Untersuchung der Mora-Rauwacke im nördlichen Bereich des Tunnels gewidmet, da diese schon beim Bau des bestehenden Tunnels aufgrund ihrer Instabilität erhebliche Probleme verursacht hat (Schlamm- und Wassereintrüche). Ausgehend von einer Kaverne unmittelbar südlich des Kontaktes der Err-Decke zur darüberliegenden Ela-Decke wurde in zwei Horizontalbohrungen (120 und 169 m) diese Rauwacke durchfahren (SC+H 2014b). Aufgrund dieser Bohrungen wurde eine Gesamtmächtigkeit der Mora-Rauwacke von rund 107 m erreicht, wobei die ersten 21 m als «schwimmendes Gebirge» zu bezeichnen sind. Am Übergang vom «Albula-Granit» zur Mora-Rauwacke wurde eine ca. 50 m mächtige Zone jurassischer Kataklasite (Mylonitzone), die aus rekristallisierten Kataklasiten und aus duktil verformten Sedimenten (Kalkmyloniten) besteht, erbohrt (s.a. Taf. 1 Profil I).

Im Zuge von hydrologischen und hydrogeologischen Untersuchungen im Bereich der Mora-Rauwacke wurden entlang der Tunnelachse mehrere Bohrungen abgeteuft (SC+H 2012). Im Gebiet des Lai da Palpuogna wurde dabei eine über 132 m tiefe, mit mehrheitlich dichtem Moränenmaterial gefüllte glazial übertiefte Mulde angetroffen.

Kraftwerk Madulain

Das Kraftwerk Madulain wurde 1903 von den Bündner Kraftwerken erstellt. Es nutzt das Wasser des Ova d'Escha über ein Gefälle von rund 400 m. Bis 1905 wurden die Gemeinden zwischen La Punt-Chamuesch und S-chanf und später praktisch das ganze Oberengadin bis Sils i.E./Segl mit dem hier erzeugten Strom versorgt.

Kraftwerk Champagna

Das Kraftwerk nutzt das Wasser des Ova da Val Champagna. Die Fassung erfolgt auf ca. 2060 m ü.M. Die Wasserrückgabe erfolgt über den Lej da Gravatscha südöstlich von Bever in den Inn.

Stausee Lai da Palpuogna

Die Wasserkraft der Albula wird in mehreren Kraftwerksanlagen genutzt. Der oberste und älteste Stausee ist der Lai da Palpuogna, der im Jahr 1898 mit einer kleinen Mauer aufgestaut wurde, um Strom für den Bau des Albulatunnels zu gewinnen. Das Wasser wird durch eine Druckleitung nach Preda geführt, wo in einem beim Nordportal des Albulatunnels gelegenen Turbinenhaus Strom erzeugt wird.

Stauwehr Val Chamuera

Von 1907 bis 2000 wurde im unteren Val Chamuera ein Kleinwasserkraftwerk mit einer installierten Leistung von 0,15 MW betrieben. Für die Wasserfassung wurde der Ova da Chamuera bei Pkt. 1757 durch eine rund 5 m hohe Stauwehr aufgestaut. Das Nutzungsrecht ist im Jahre 2003 abgelaufen.

Die Engadiner Kraftwerke AG schlugen 1957 im Zusammenhang mit der Nutzbarmachung der Wasserkraft des Spöls den Bau eines grösseren Stausees in diesem Tal vor. Diese Pläne sind jedoch bis heute nicht realisiert worden.

HYDROLOGIE

Oberflächengewässer

Das Wasser des Inns und seiner Zuflüsse gelangt mit der Donau ins Schwarze Meer. Die Flüsse der Alpennordseite fließen dagegen alle via Rhein in die Nordsee. Der Inn und seine Zuflüsse verursachten wiederholt schwere Überschwemmungen der Talebene. Deshalb wurde der Flusslauf über weite Strecken begradigt und hart verbaut. Besonders verheerende Überschwemmungen ereigneten sich in den Jahren 1566, 1772, 1834, 1888, 1951, 1960 und 1987. Bei der Überschwemmung 1960 stand die ganze Talebene zwischen La Punt-Chamuesch und Bever unter Wasser.

Der Lai da Palpuogna liegt im Grenzbereich zwischen der Err-Decke und der Ela-Decke. An seinem Ufer ist Moräne, triassische Rauwacke sowie Hang- und Bachschutt aufgeschlossen. In seinem klaren Wasser können einige Versickerungstrichter beobachtet werden. Beim Bau des Albulatunnels der Rhätischen Bahn kam es unter dem Lai da Palpuogna zu kräftigen Wassereintrüben (bis zu 300l/s, TARNUZZER 1904). Der See ist künstlich aufgestaut (s. Kap. Technische Geologie, S. 101 ff.).

Die kleinen Seen auf Murtel digl Crap Alv liegen in glazial ausgehobelten Felswannen im «Albula-Granit» der Err-Decke, unterhalb des Transfluenzsattels der westlichen Crasta-Mora-Kette (Koord. 781.500/160.500). Im Kar nordöstlich der Crasta Mora ist ein weiterer kleiner See in spätglaziale Lokalmoräne eingebettet (Koord. 787.200/161.300). Gleiches gilt für den See im Val Plazbi am Osthang der Tschimas da Tisch (Koord. 783.000/165.400).

Der östlich der Albulapasshöhe liegende, flachgründige Albulasee liegt in den Sedimentabfolgen der Albula-Steilzone (Koord. 784.600/162.000). Er weist starke Spiegelschwankungen auf und trocknet in heißen Sommern fast gänzlich aus. Auch die Seen in der sumpfigen Ebene von Iglis Plans auf Crap Alv (Koord. 781.520/161.460) liegen in der Albula-Steilzone, mit Rauwacke als Unterlage. In den Seen von Iglis Plans sind deutliche Versickerungstrichter zu erkennen. Die im Vorfeld des Vadret d'Escha gelegenen Seen (Koord. 787.800/165.800) können als Toteislöcher gedeutet werden, die von gestreifter Grundmoräne (q_r) umgeben sind.

Grundwasser und Quellen

Im Kartengebiet kommen Grundwasservorkommen nur in den Talfüllungen des Oberengadins und des Val Bever vor. Grundwasserleiter sind die Alluvionen

des Inns und des Beverins. Sämtliche Gemeinden im Oberengadin verfügen über Grundwasserfassungen (Vertikalbrunnen). Mit Ausnahme der Grundwasserfassungen im Oberengadin und im Val Bever basiert die Wasserversorgung innerhalb des Kartengebiets auf Quellen. Es handelt sich vor allem um Lockergesteinsquellen mit zum Teil sehr grossen jahreszeitlichen Schwankungen und untergeordnet um Felsenquellen, die aus Klüften und Bruchzonen gespiesen werden. Während in den Sedimentzonen tendenziell hartes, teilweise stark sulfathaltiges Wasser austritt, findet sich in den Quellen innerhalb des Kristallins weiches Wasser.

In La Punt-Chamues-ch ist eine sichere Trinkwasserversorgung durch die zwei Reservoirs Surrövens und Arschaida gewährleistet, die von der Quelle Fainchs gespiesen werden. Zudem gibt es bei Knappheit die Möglichkeit, vom Grundwasserpumpwerk Seglias Wasser zu beziehen.

Das Trinkwasser der Gemeinde Bever stammt im Winter zum grösseren Teil aus dem Grundwasserpumpwerk am Eingang des Val Bever (Belastungsspitze), ansonsten aber je nach Quellenschüttung und Gesamtverbrauch von den Quellen der Crasta Mora.

Markante Quellhorizonte finden sich in den Sedimentabfolgen des Trupchun-Members der Allgäu-Formation («Kieselige Kalke») der tieferen Digitation von Crap Alv-Blaisun der Ela-Decke, in den Felsen nördlich des Albulapasses (im Gebiet Blais Cuorta-Blais Sterla-Blaisun; nordöstlich Koord. 784.000/162.300) sowie im Quarzsandstein der Fuorn-Formation («Buntsandstein») auf Blais Torta im Val Tuors (Koord. 781.500/169.200). Auch die Sedimentabfolgen des Mezzaun-Members der Allgäu-Formation («Allgäu-Schiefer») mit ihrer wiederholten Wechsellagerung von durchlässigen und undurchlässigen Gesteinen sind reich an Quellaustritten, beispielsweise auf Igls Saglients im oberen Val Tisch (Koord. 782.000/164.500). Quellhorizonte folgen häufig auch der Obergrenze der Chazforà-Formation («Verrucano») und der Basis des Err-Kristallins am Nordfuss der Crasta-Mora-Kette (Koord. 788.800/162.000).

Östlich von Crap Alv (Koord. 781.300/161.750) tritt am tektonischen Kontakt zwischen der Mora-Rauwacke und der Allgäu-Formation (Trupchun-Member) eine wasserreiche Quelle mit nur wenig schwankender Wasserführung aus, die Funtana Fregda. Bei Naz (Koord. 778.300/162.550) entspringt nahe dem Ufer der Albula eine Quelle, deren Schüttung bis über 200 l/min. betragen kann und von den Einheimischen als «Mineralquelle» bezeichnet wird. Das Wasser dieser wie auch weiterer Quellen im Hangschutt südlich Isla und im Albulatunnel der Rhätischen Bahn stammt zur Hauptsache aus dem Lai da Palpuogna und dem See bei Crap Alv, die auf Rauwacke liegen (EUGSTER 1924). Reich an Schuttquellen ist beispielsweise der Hang oberhalb von Zuoz sowie der Südosthang des Cuolm da Latsch im Val da Stugl (Koord. 778.000/169.000).

Die zwischen Bever und La Punt am westlichen Rand der Talebene austretende Funtauna Merla (Amselquelle) ist historisch erstmals 1283 erwähnt. Der

ursprünglich oberhalb des Austritts thronende Felskopf wurde bei der Kanalisation des Inns 1856 gesprengt.

Die im Val Chamuera gelegene Funtauna Naira bezieht ihr Wasser aus einer in den hier anstehenden Dolomit des mittleren Teils der Mezzaun-Schuppe ein-erodierte Lawinenrunse.

LITERATURVERZEICHNIS

- BAFU [Bundesamt für Umwelt] (2005): Hinweiskarte der potentiellen Permafrostverbreitung in der Schweiz. – Kartenserie 1:50 000, Erläuterungen und Schlussbericht.
- (2007): Bundesinventar der Flachmoore von regionaler Bedeutung.
 - (2015): Bundesinventar der Flachmoore von nationaler Bedeutung – Anhörung 2015.
- BAUDIN, T., MARQUER, D. & PERSOZ, F. (1993): Basement-cover relationships in the Tambo nappe (Central Alps, Switzerland): geometry, structure and kinematics. – *J. struct. Geol.* *15/3–5*, 543–553.
- BEARTH, P. (1932a): Geologie und Petrographie der Keschgruppe. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *12/2*, 256–278.
- BEARTH, P., HEIERLI, H. & ROESLI, F. (1987): Blatt 1237 Albulapass. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte *81*.
- BEER, A. (2005): GIS-basierte geomorphologische Kartierung in der Val Chamuera sowie morphochronologische Untersuchungen am Schwemm-/Murkegel der Val Champagna im Oberengadin (GR). – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- BLANCKENBURG, VON, F. (1992): Combined high-precision chronometry and geochemical tracing using accessory minerals: Applied to the Central-Alpine Bergell intrusion (central Europe). – *Chem. Geol.* *100/1–2*, 19–40.
- BÖHLERT, R. (2010): Reconstructing Lateglacial and Early Holocene Landscape Evolution with a Combination of Numerical and Relative Dating Methods – Examples from Eastern Switzerland and Eastern Franc. – Diss. Univ. Zürich.
- BOMMER, M., KNEISEL, C., TRESSEL, E. & BAUMHAUER, R. (1998): Murgänge im Val Bever, Oberengadin – Eine Gefahrenanalyse. – *Mitt. Versuchsanst. Wasserbau VAW, ETH Zürich* *158*, 15–23.
- B+M [Büchi & Müller AG] (1982): Hydrogeologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Maloja und S-chanf. – Informationsstelle Landesgeologie swisstopo, Wabern (Nr. 18451). *Ber. z.H. Amt Gewässersch. Kt. Graubünden* (unpubl.).
- BÜRGIN, T., EICHENBERGER, U., FURRER, H. & TSCHANZ, K. (1991): Die Prosanto-Formation – eine fischreiche Fossil-Lägerstätte in der Mitteltrias der Silvretta-Decke (Kanton Graubünden, Schweiz). – *Eclogae geol. Helv.* *84/3*, 921–990.
- BWG [Bundesamt für Wasser und Geologie] (1992): Hydrologischer Atlas der Schweiz.
- (2005): Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000.
- CARON, M., DÖSSEGGER, R. & TRÜMPY, R. (1982): Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark, Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* *75/1*, 159–169.
- CORNELIUS, H. P. (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe. I. Das Baumaterial. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* *70/1*.
- DAL PIAZ, G. V., DEL MORO, A., MARTIN, S. & VENTURELLI, G. (1988): Post-collisional magmatism in the Ortler-Cevedale Massif (Northern Italy). – *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* *131/4*, 533–551.
- DOMMERMUES, J.-L., MEISTER, C. & MANATSCHAL, G. (2012): Early Jurassic ammonites from Bivio (Lower Austroalpine unit) and Ardez (Middle Penninic unit) areas: a biostratigraphic tool to date the rifting in the Eastern Swiss Alps. – *Rev. Paléobiol. Genève* *11*, 43–52.

- DÖSSEGGER, R., FURRER, H. & MÜLLER, W. H. (1982): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung (Teil 2). – *Ecolgae geol. Helv.* 75/2, 303–330.
- DÜRR, S. B. (1992): Structural history of the Arosa zone between Platta and Err nappes east of Marmorea (Grisons): Multi-phase deformation at the Penninic-Austroalpine plate boundary. – *Ecolgae geol. Helv.* 85/2, 361–374.
- EBERLE, M. (1983): Geologische Untersuchungen in der Val Tschitta und Rots (Albulatal). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- EBERLI, G. P. (1985): Die jurassischen Sedimente in den ostalpinen Decken Graubündens – Diss. ETH Zürich 7835.
- (1988): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). – *Ecolgae geol. Helv.* 81/1, 175–214.
- EGGENBERGER, H. (1926): Geologie der Albulazone zwischen Albulahospiz und Scafs. – *Ecolgae geol. Helv.* 19/3, 523–571.
- EICHENBERGER, U. (1986): Die Mitteltrias der Silvretta-Decke (Ducankette und Landwassertal, Ostalpin). – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 252.
- EIERMANN, D. R. (1988): Zur Stellung des Martegnas-Zuges. – *Ecolgae geol. Helv.* 81/2, 259–272.
- EUGSTER, H. (1923a): Geologie der Ducangruppe. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 49/3.
- (1923b): Die Eisenerzlagerstätten im Val Tisch und im Val Plazbi. In: Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 13/1, 207–218.
- (1924): Die westliche Piz Üertsch-Kette (Preda-Albulapass). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 49/3.
- FERREIRO MÄHLMANN, R. (1994): Zur Bestimmung von Diagenesehöhe und beginnender Metamorphose – Temperaturgeschichte und Tektogenese des Austroalpins und Südpenninikums in Vorarlberg und Mittelbünden. – *Frankfurter geowiss. Arb., Ser. C Mineral.* 14.
- (1995): Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitrinireflexion und Illit-«Kristallinität» in Mittelbünden und im Oberhalbstem. Teil 1: Bezüge zur Stockwerktektonik. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 75/1, 85–122.
- (1996): Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitrinireflexion und Illit-«Kristallinität» in Mittelbünden und im Oberhalbstein Teil 2: Korrelation kohlenpetrographischer und mineralogischer Parameter. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 76/1, 23–46.
- FINGER, W. (1978) Die Zone von Samaden (Unterostalpine Decken, Graubünden) und ihre jurassischen Brekzien. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 224.
- FLORINETH, D. (1998): Surface geometry of the Last Glacial Maximum (LGM) in the southeastern Swiss Alps (Graubünden) and its paleoclimatological significance. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 48, 23–37.
- FLORINETH, D. & SCHLÜCHTER, C. (1998): Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. – *Ecolgae geol. Helv.* 91/3, 391–407.
- FRANK, S. M. (1986): Die Raibl-Gruppe und ihr Liegendes im Oberostalpin Graubündens. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 269.
- FREI, R., BIINO, G. G. & PROSPERT, C. (1995): Dating a Variscan pressure-temperature loop with staurolite. – *Geology* 23, 1095–1098.
- FROITZHEIM, N. (1992): Formation of Recumbent Folds during Synorogenic Crustal Extension (Austroalpine nappes, Switzerland). – *Geology* 20, 923–926.

- FROITZHEIM, N. & EBERLI, G. P. (1990): Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. – *Bull. geol. Soc. Amer.* *102/9*, 1297–1308.
- FROITZHEIM, N. & MANATSCHAL, G. (1996): Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). – *Bull. geol. Soc. Amer.* *108/9*, 1120–1133.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. M. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – *Eclogae geol. Helv.* *87/2*, 559–612.
- FURGER, G. (1985): Zur Geologie der Val Chamuera. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- FURRER, H. (Ed.) (1985): Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* *248*.
- FURRER, H. (1993): Stratigraphie und Fazies der Trias-Jura-Grenzsichten in den Oberostalpinen Decken Graubündens. – *Diss. Univ. Zürich*.
- (2009): So kam der Fisch auf den Berg – Eine Broschüre zur Sonderausstellung über die Fossilfunde am Ducan. – Bündner Naturmuseum Chur, paläont. Inst. u. Museum Univ. Zürich, 2. erw. Aufl.
- FURRER, H., EICHENBERGER, U., FROITZHEIM, N. & WURSTER, D. (1992): Geologie, Stratigraphie und Fossilien der Ducankette und des Landwassergebiets. – *Eclogae geol. Helv.* *85/1*, 245–256.
- FURRER, H., SCHALTEGGER, U., OVTCHAROVA, M. & MEISTER, P. (2008): U-Pb zircon age of volcanic layers in Middle Triassic platform carbonates of the Austroalpine Silvretta nappe (Switzerland). – *Swiss J. Geosci.* *101/3*, 595–603.
- GAMPER, M. (1985): Morphochronologische Untersuchungen an Solifluktioniszungen, Moränen und Schwemmkegeln in den Schweizer Alpen. Eine Gliederung mit Hilfe der ¹⁴C-Altersbestimmung fossiler Böden. – *Phys. Geogr.* *17*.
- GAMPER-SCHOLLENBERGER, B. & SUTER, J. (1982): Gletscherausehnungen im Oberengadin. – *Phys. Geogr.* *6*.
- GLAZIOL. KOMM. [Glaziologische Kommission der SCNAT & VAW/ETH Zürich] (1973): Die Gletscher der Schweizer Alpen – The Swiss Glaciers. – *Jb. (Glacio. Rep.) schweiz. Gletschermessnetz*.
- (2010): Die Gletscher der Schweizer Alpen – The Swiss Glaciers. – *Jb. (Glacio. Rep.) schweiz. Gletschermessnetz*.
- GRAF, J. (1994): Neuere Erkenntnisse zur Geologie zwischen dem Pass d'Alvra und Zuoz. (Unterostalpin, Graubünden). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- GRONOWSKI, T. (1983): Geologische Untersuchungen in der Val Zavretta und am Albulapass. (Graubünden). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- HAEBERLI, W., HALLET, B., ARENSON, L., ELCONIN, R., HUMLUM, O., KÄÄB, A., KAUFMANN, V., LADANYI, B., MATSUOKA, N., SPRINGMAN, S. & VONDER MÜHLL, D. (2006): Permafrost creep and rock glacier dynamics. – *Permafrost and Periglac. Processes* *17*, 189–214.
- HAEBERLING, C. (1995): Glazialmorphologische Untersuchungen auf dem Vorfeld des Vadret da Porchabella (GR). Geomorphologische Kartierung und Studien an «Glacial Flutes». – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- HANDY, M. R., HERWEGH, M. & REGLI, C. (1993): Tektonische Entwicklung der westlichen Zone von Samedan (Oberhalbstein, Graubünden, Schweiz). – *Eclogae geol. Helv.* *86/3*, 785–817.
- HEIERLI, H. (1955): Geologische Untersuchungen in der Albulazone zwischen Crap Alv und Cinuos-chel (Graubünden). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* *101*.

- HELLERMANN-FURRER, B.E. (1992): Petrographie, Geochemie und Isotopen-Studien der Diabasgänge der Silvrettadecke (Kanton Graubünden, Schweiz). – Diss. Univ. Fribourg.
- HERMANN, J. & MÜNTENER, O. (1992): Strukturelle Entwicklung im Grenzbereich zwischen dem penninischen Malenco-Ultramafit und dem Unterostalpin (Margna- und Sella-Decke). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 72/2, 225–240.
- HOCHULI, P.A. & FRANK, S. (2000): Palynology (dinoflagellate cysts, spore-pollen) of the Lower Carnian Raibl Group in the Eastern Swiss Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 93/3, 429–443.
- HORNUNG, J., PFLANZ, D., HECHLER, A., BEER, A., HINDERER, M., MAISCH, M. & BIEG, U. (2010): 3-D architecture, depositional patterns and climate triggered sediment fluxes of an alpine alluvial fan (Samedan, Switzerland). – *Geomorph.* 115/3–4, 202–214.
- IMBAUMGARTEN, T. (2005): Kartierung und GIS-basierte Darstellung der Geomorphologie im Gebiet Val Bever/Val Saluver (GR) sowie Modellierung spät- und postglazialer Gletscherstände in der Val Muragl (GR). – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., MAISCH, M., SAILER, R., SCHAEFER, J., KUBIK, P., SYNAL, H.A. & SCHLÜCHTER, C. (2006): The timing of glaciations in the European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne . In: SIAME, L.L., BOURLÈS, D.L. & BROWN, E.T. (Ed.): In situ-produced cosmogenic nuclides and quantification of geological processes (p. 43–60) – *Spec. Pap. geol. Soc. Amer.* 415.
- IVY-OCHS, S., SCHLÜCHTER, C., KUBIK, P.W., SYNAL, H.A., BEER, J. & KERSCHNER, H. (1996): The exposure age of an Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides ^{10}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl . – *Eclogae geol. Helv.* 89/3, 1049–1063.
- KOCH, R. (2003): Geomorphologische Kartierung im Berninagebiet sowie GIS-basierte Darstellung und Analyse der Geomorphologie im Gebiet Oberengadin (GR). – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- LADENHAUF, C., ARMSTRONG, R., KONZETT, J. & MILLER, C. (2001): The timing of pre-alpine high-pressure metamorphism in the Eastern Alps: constraints from U-Pb SHRIMP dating of eclogite zircons from the Austroalpine Silvretta nappe. – *Europ. Union Geosci. (EUG XI)*, J. Conf. Abstr. 6, 600.
- LAUBSCHER, H.P. (1983): Detachment, shear and compression in the Central Alps. – *Mem. geol. Soc. Amer.* 158, 191–212.
- LIEBETRAU, V. (1996): Petrographie, Geochemie und Datierung der «Flüelagranitischen Assoziation» (sog. Jüngere Orthogneise) des Silvrettakristallins, Graubünden, Schweiz. – Diss. Univ. Fribourg.
- LINIGER, M.H. & NIEVERGELT, P. (1990): Stockwerk-Tektonik im südlichen Graubünden. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 70/1, 95–101.
- MAGGETTI, M. & FLISCH, M. (1993): Evolution of the Silvretta Nappe. In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Ed.): Pre-mesozoic geology of the alps (p. 469–484). – Springer, Berlin/Heidelberg.
- MAGGETTI, M. & GALETTI, G. (1988): Evolution of the Silvretta eclogites: metamorphic and magmatic events. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68/3, 467–484.
- MAGGETTI, M., GALETTI, G. & STOSCH, H.G. (1993): Eclogites from the Silvretta nappe (Switzerland): geochemical constraints on the nature and geotectonic setting of their protoliths. – *Chem. Geol.* 64/3–4, 319–334.
- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologie und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – *Phys. Geogr.* 3.

- MAISCH, M. (1987): Zur Gletschergeschichte des alpinen Spätglazials: Analyse und Interpretation von Schneegrenzdaten. – *Geogr. Helv.* 87/2, 63–71.
- (1992): Die Gletscher Graubündens. Rekonstruktionen und Auswertung der Gletscher und deren Veränderungen seit dem Hochstand von 1850 im Gebiet der östlichen Schweizer Alpen. (Bündnerland und angrenzende Regionen). Teil A: Grundlagen, Analysen, Ergebnisse, Teil B: Verzeichnisse, Datenkataloge, Gletscherkarten. – *Phys. Geogr.* 33.
- MAISCH, M., WIPF, A., DENNELER, B., BATTAGLIA, J. & BENZ, C. (2000): Die Gletscher der Schweizer Alpen. Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien. Schlussbericht NFP 31. – vdf-Hochschulverlag ETH Zürich, 2. Aufl.
- MANATSCHAL, G. (1995): Jurassic rifting and formation of a passive continental margin (Platta and Err nappes, Eastern Switzerland): geometry, kinematics and geochemistry of fault rocks and a comparison with the Galicia margin. – *Diss. ETH Zürich* 11188.
- (1999): Fluid- and reaction-assisted low-angle normal faulting: Evidence from rift-related brittle fault rocks in the Alps (Err Nappe, eastern Switzerland). – *J. struct. Geol.* 21/7, 777–793.
- MANATSCHAL, G., MARQUER, D. & FRÜH-GREEN, G. L. (2000): Channelized fluid flow and mass transfer along a rift-related detachment fault (Eastern Alps, Southeast Switzerland). – *Bull. geol. Soc. Amer.* 121/1, 21–33.
- MANATSCHAL, G. & NIEVERGELT, P. (1997): A continent-ocean transition recorded in the Err and Platta nappes (Eastern Switzerland). – *Ecol. geol. Helv.* 90/1, 3–27.
- MASINI, E. (2011): L'évolution tectono-sédimentaire syn-rift des bassins de marge passive profonde: exemples du bassin de Samedan (Alpes centrales, Suisse) et du bassin de Mauléon (Pyrénées basques françaises). – *Diss. Univ. Strasbourg*.
- MASINI, E., MANATSCHAL, G., MOHN, G., GHIENNE, J. F. & LAFONT, F. (2011): The tectono-sedimentary evolution of a supra-detachment rift basin at a deep-water magma-poor rifted margin: the example of the Samedan Basin preserved in the Err nappe in SE Switzerland. – *Basin Res.* 23/6, 652–677.
- MASINI, E., MANATSCHAL, G., MOHN, G. & UNTERNEHR, P. (2012): Anatomy and tectono-sedimentary evolution of a rift-related detachment system: the example of the Err Detachment (Central Alps, SE Switzerland). – *Bull. geol. Soc. Amer.* 124/9–10, 1535–1551.
- MOHN, G. (2010): L'évolution tectono-sédimentaire des marges de la Téthys Alpine au cours de l'amincissement lithosphérique. – *Diss. Univ. Strasbourg*.
- MOHN, G., MANATSCHAL, G., BELTRANDO, M., MASINI, E. & KUSZNIR, N. (2012): Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: evidence from the fossil Alpine Tethys margins. – *Tectonics* 31/1, TC1012.
- MOHN, G., MANATSCHAL, G., MASINI, E. & MÜNTENER, O. (2011): Rift-related inheritance in orogens: a case study from the Austroalpine nappes in Central Alps (SE-Switzerland and N-Italy). – *Int. J. Earth Sci.* 100/5, 937–991.
- MÜLLER, B., KLÖTZLI, U. S. & FLISCH, M. (1995): U-Pb and Pb-Pb zircon dating of the older orthogneiss suite in the Silvretta nappe, eastern Alps: Cadomian magmatism in the upper Austro-Alpine realm. – *Geol. Rdsch.* 84/3, 457–465.
- MÜLLER, B., KLÖTZLI, U., SCHALTEGGER, U. & FLISCH, M. (1996): Early Cambrian oceanic plagiogranite in the Silvretta Nappe, eastern Alps: geochemical, zircon U-Pb and Rb-Sr data from garnet-hornblende-plagioclase gneisses. – *Geol. Rdsch.* 85/4, 822–831.
- MÜLLER, P. (1979a): Eisenlagerstätten der Gemeinde Bergün, 1. Teil. – *Bergknappe* 8, 10–13.
- (1979b): Eisenlagerstätten der Gemeinde Bergün, 2. Teil. – *Bergknappe* 9, 7–10.
- NAEF, H. (1987): Ein Beitrag zur Stratigraphie der Trias-Serien im Unterostalpin Graubündens (Grisoniden). – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 276.

- OGG, J. G. (2012): Triassic. In: GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G., SCHMITZ, M. D. & OGG, G. M. (Ed.): The geologic time scale 2012 (p. 681–730), Elsevier.
- PETERS, T. (2005a): Blatt 1257 St. Moritz. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 118.
- (2005b): Blatt 1257 St. Moritz. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 118.
- PETERS, T., DIETRICH, V. J., ZIEGLER, W. H., NIEVERGELT, P. & PAULI, C. (2007): Blatt 1256 Bivio. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 124.
- PIFFNER, O. A. (2015): Geologie der Alpen. 3. aktualisierte u. erw. Aufl. – Haupt, Bern.
- PINTO, V. H. (2014): Linking tectonic evolution with fluid history in hyperextended rifted margins: examples from the fossil Alpine and Pyrenean rift systems, and the present-day Iberia rifted margin. – Diss. Univ. Strasbourg.
- PITTET, C. (1993): Geologie und Sedimentologie der ostalpinen Ela-Decke am Albulapass. – Diplomarb. – Univ. Basel (unpubl.).
- POLLER, U. (1997): U-Pb single zircon study of gabbroic and granitic rocks of Val Barlasch (Silvretta nappe, Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 77/3, 351–359.
- PÖTSCHKE, R. (1982): Geologische Untersuchungen in der Val Tisch (GR). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- PROSPERT, C. (1997): Formation et évolution des veines et agrégats de quartz à Al_2SiO_5 de la Silvretta – Etudes petrostructurales et des inclusions fluides. – Diss. Univ. Fribourg.
- QUADT, A. VON, GRÜNENFELDER, M. & BÜCHI, H. (1994): U-Pb zircon ages from igneous rocks of the Bernina nappe system (Grisons, Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/3, 373–382.
- RATH, G. VOM (1857): Geognostische Bemerkungen über das Berninagebirge in Graubünden. – Z. dtsh. geol. Ges. 9, 211–273.
- RATSCHBACHER, L. (1986): Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. – Tectonophysics 125/4, 335–356.
- RÖSLI, F. (1927): Zur Geologie der Murtirölgruppe bei Zuoz (Engadin). – Jb. phil. II Univ. Bern 7, 140–156.
- (1944): Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden. – Eclogae geol. Helv. 37/1, 355–383.
- (1945): Sedimentäre Zone von Samedan (Kt. Graubünden). – Eclogae geol. Helv. 38/2, 329–336.
- ROTHENBÜHLER, C. (2000): Erfassung und Darstellung der Geomorphologie im Gebiet Bernina (GR) mit Hilfe von GIS. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- RUDOLPH, J. (1982): Tieferes Tertiär im oberen Fimbertal, Unterengadiner Fenster. – N. Jb. geol. paläont. Mh. 1982/3, 181–183.
- SC+H [Sieber Cassina+Handke] (2012): Neubau Albulatunnel II. Untersuchung und Überwachung Grundwasser und Oberflächengewässer. Ber. z.H. Rhätischen Bahn AG, Chur (unpubl.).
- (2013): Neubau Albulatunnel II. Ergänzende Baugrunduntersuchung Portalbereich Spinas. Ber. z.H. Rhätischen Bahn AG, Chur (unpubl.).
- (2014a): Neubau Albulatunnel II. Geologischer Bericht. Ber. z.H. Rhätischen Bahn AG, Chur (unpubl.).
- (2014b): Neubau Albulatunnel II. Erkundung Raibler-Rauwacke. Ber. z.H. Rhätischen Bahn AG, Chur (unpubl.).
- SCHALTEGGER, U., DESMURS, L., MANATSCHAL, G., MÜNTENER, O., MEIER, M., FRANK, M. & BERNOULLI, D. (2002): The transition from rifting to sea-floor spreading within a magma-poor rifted margin: field and isotopic constraints. – Terra Nova 14/3, 156–162.

- SCHALTEGGER, U., NÄGLER, T.F., CORFU, F., MAGGETTI, M., GALETTI, G. & STOSCH, H.G. (1997): A Cambrian island arc in the Silvretta nappe: constraints from geochemistry and geochronology. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 77/3, 337–350.
- SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500 000. – Bundesamt für Landestopografie, Wabern.
- SCHINDLER, U. (1987): Zur Geologie des Piz Mezzaun. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- SCHMID, S.M. & FROITZHEIM, N. (1993): Oblique slip and block rotation along the Engadine line. – *Eclogae geol. Helv.* 86/2, 569–593.
- SCHMID, S.M. & HAAS, R. (1989): Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schling thrust, Eastern Alps. – *Tectonics* 8, 697–718.
- SCHMID, S.M., RÜCK, P. & SCHREURS, G. (1990): The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Pennine zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). – *Mém. Soc. géol. France* 156, 263–287.
- SCHREURS, G. (1993): Structural analysis of the Schams nappes and adjacent tectonic units: implications for the orogenic evolution of the Penninic zone in eastern Switzerland. – *Bull. Soc. géol. France* 164/3, 263–287. 85/2, 361–374.
- SCHÜPBACH, M.A. (1976): Tektonik im Gebiet des Berninapasses und der Val Chamuera (Engadin). – *Eclogae geol. Helv.* 69/1, 63–73.
- SENGÖR, C. (1982): The geology of the Albula Pass Area, eastern Switzerland in its tethyan setting: Paleotethyan factors in neotethyan opening. – PhD thesis, Albany (Arbeit nur auf Mikrofiches; «Mikr H 01:83/753», Bibl. ETH Zürich).
- SPAENHAUER, F. (1932): Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe (Graubünden). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 12/1, 27–146.
- (1933): Die Andalusit- und Disthenvorkommen der Silvretta. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 13/2, 323–346.
- STEINMANN, M. (1994): Die nordpenninischen Bündnerschiefer der Zentralalpen Graubündens: Tektonik, Stratigraphie und Beckenentwicklung. – Diss. ETH Zürich 10668.
- STÖCKLIN, J. (1949): Zur Geologie der nördlichen Errgruppe zwischen Val d'Err und Weissenstein (Graubünden). – Diss. Univ. Zürich.
- STUDER, M. (2005): Gletschergeschichtliche Untersuchungen und geomorphologische Kartierung im Raum Maloja–Val Forno. Ein Beitrag zur regionalen Landschaftsgeschichte. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- SUTER, J. (1981): Gletschergeschichte des Ober-Engadins: Untersuchungen von Gletscherschwankungen in der Err-Julier-Gruppe. – *Phys. Geogr.* 2.
- TARNUZZER, C. (1904): Die geologischen Verhältnisse des Albulatunnels. – *Jb. natf. Ges. Graubünden [N.F.]* 46.
- TIETZ, R., HANDY, M., VILLA, I. & KAMBER, B. (1993): Struktureologische und radiometrische Untersuchungen an der Grenze Unterostalpin-Penninikum im Raume Piz Lunghin und Piz dal Sasc (GR). – *Schweizerisches Tektonikertreffen Zürich*, 26./27.2.1993, abstracts.
- THÖNI, M. (1980): Distribution of pre-Alpine metamorphism of the southern Oetztal mass and the S-charl unit, based on K/Ar age determinations. – *Mitt. österr. geol. Ges.* 71+72, 139–165.
- (1986): The Rb-Sr thin slab isochron method – An unreliable geochronologic method for dating geologic events in polymetamorphic terrains? – *Mem. Sci. geol. Univ. Padova*, 38, 283–352.

- 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)* 131/1, 169–201.
- THÖNI, M. & MILLER J.A. (1987): ^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb-Sr results from the Austroalpine sheet (abstract). – *Terra cognita* 7, 93.
- TRÜMPY, R. (ed.) (1980): *Geology of Switzerland*. – Wepf, Basel.
- WEH, M. (1992): *Strukturgeologische und stratigraphische Untersuchung der Albula-Zone (Ostalpin) im Raum Preda, Kanton Graubünden*. – Diplomarb. ETH u. Univ. Zürich (unpubl.).
- WURSTER, D. (1991): *Zur Geologie der südwestlichen Ducan-Gruppe (Silvretta-Decke)*. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- ZAPPA, M. & GURTZ, J. (2004): *Natürliches Abflussregime. Digitaler Atlas der Schweiz, Version 2.0*. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Wabern.
- ZIEGLER, W. (1956): *Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden)*. – *Eclogae geol. Helv.* 49/1, 1–78.
- ZOEPPRITZ, K. (1906): *Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno*. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 16, 164–231.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000 (2005)

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000 (2005)

Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1:500 000 (2009)

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 8 Engadin, von P. CHRIST, A. GÜNTHERT & A. SPICHER, 1964.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt XV Davos–Martinsbruck, von G. THEOBALD, 1864.

Blatt XX Sondrio–Bormio, von G. THEOBALD, 1865.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000

Nr. 9 Scaletta (LK 1217), von P. BEARTH, H. EUGSTER, W. LEUPOLD, F. SPAENHAUER & A. STRECKEISEN, 1935.

Nr. 20 Zernez (LK 1218), von H. H. BOESCH, J. CADISCH, W. HEGWEIN, F. SPAENHAUER & ED. WENK, 1948.

Nr. 118 St. Moritz (LK 1257), von T. PETERS, 2005.

Nr. 124 Bivio (LK 1256), von T. PETERS, V. J. DIETRICH, W. H. ZIEGLER, P. NIEVERGELT & C. PAULI, 2007.

Geologische Spezialkarten

Nr. 72 Geologische Karte der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scansf und dem Stifserjoch, 1:50 000, von A. SPITZ & G. DYRHENFURTH, 1915.

Nr. 94C Geologische Karte von Mittelbünden, Blatt C: Lenzerhorn, 1:25 000, von R. BRAUCHLI & T. GLASER, 1924.

Nr. 94D Geologische Karte von Mittelbünden, Blatt D: Landwasser, 1:25 000, von H. EUGSTER & W. LEUPOLD, 1930.

Nr. 94E Geologische Karte von Mittelbünden, Blatt E: Piz Michèl, 1:25 000, von F. FREY & E. OTT, 1926.

Nr. 94F Geologische Karte von Mittelbünden, Blatt F: Bergün, 1:25 000, von H. EUGSTER & F. FREY, 1928.

Nr. 115 Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, 1:25 000 (in zwei Blättern), von H. P. CORNELIUS, 1932.

Nr. 118 Geologische Karte der Bernina-Gruppe und ihrer Umgebung im Oberengadin, Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno, 1:50 000, von R. STAUB, 1946.

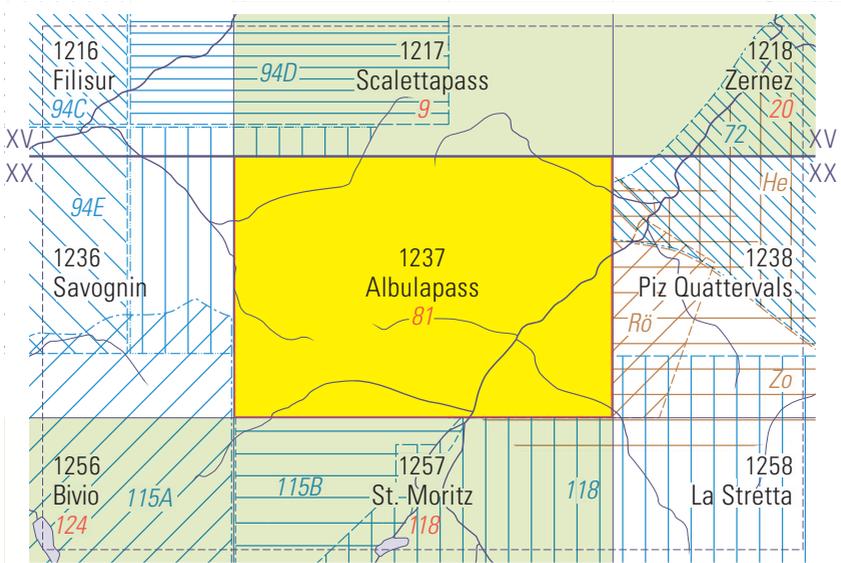


Fig. 26: Publierte geologische Karten (mit topografischer Grundlage).

Weitere geologische Karten

- Eg EGGENBERGER, H. (1926): Geologische Kartenskizze der Albulazone zwischen Albulapass und Scansf, 1:40 000. In: EGGENBERGER, H.: Zur Geologie der Albulazone zwischen Albulahospiz und Scansf (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 19/3.
- He HEGWEIN, W. (1934): Geologische Karte der Quaternalsgruppe im Schweizerischen Nationalpark, 1:25 000. – Kümmerly & Frey, Bern.
- Rö RÖSLI, F. (1927): Tektonische Kartenskizze der Mezzaun-Murtirölgruppe, 1:75 000. In: RÖSLI, F.: Zur Geologie der Murtirölgruppe bei Zouz (Engadin). – *Jb. phil. Fak. Univ. Bern* 7.
- Zo ZOEPPRITZ, K. (1906): Geologische Karte des Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno, 1:50 000. In: ZOEPPRITZ, K.: *Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno*. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 16.

BEILAGE

Tafel 1 Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Albulapass 1:50 000.

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Albulapass

von
Nikolaus Froitzheim

Quartär

Lockergesteine

Oberostalpin

Silvretta-Decke

- Mingèr- und Fanez-Formation (Raibl-Gruppe)
- Ducan-, S-charl-, Vallatscha-, Prosanto- und Altein-Formation
- Chazforà- und Fuorn-Formation
- Vulkanite und vulkanoklastische Sedimente (Ruina-Formation)
- Ortho- und Paragneise

Unterstalpin

Bernina-Deckenkomplex

Westlich des Inn: Ela-Decke und höhere Schuppen der Albulasteilzone (A.S.)
Östlich des Inn: Müsella-Schuppe (M.S.) und Mezzaun-Schuppe

- Blais-Radiolarit, Russenna-, Emmat- und Chanèls-Formation, God-Drosa-Flysch
- Allgäu- und Agnelli-Formation
- Kössen-Formation
- Hauptdolomit-Gruppe
- Mingèr- und Fanez-Formation (Raibl-Gruppe), inkl. Garone-Rauwacke
- Ducan-, S-charl-, Vallatscha-, Prosanto- und Altein-Formation
- Chazforà- und Fuorn-Formation
- Vulkanite und vulkanoklastische Sedimente (Ruina-Formation)
- Ortho- und Paragneise

Err-Deckenkomplex

Westlich des Inn: Err-Decke und tiefere Schuppen der Albulasteilzone (A.S.)
Östlich des Inn: Seja-Kristallin

- Mesozoische Sedimentgesteine, undifferenziert
- Granit und Granodiorit («Albulagrinit»)
- Ortho- und Paragneise

- Überschiebung 1. Ordnung, Deckengrenze
- Überschiebung 2. Ordnung, Schuppengrenze
- Mylonitzone
- Bruch, Verwerfung, Scherzone

① Profilschnitt

