

1197 Davos

Erläuterungen

ALEXANDRA SIGNER, MARINO MAGGETTI, FRANZ KELLER,
WILFRIED WINKLER, HELMUT J. WEISSERT und O. ADRIAN PFIFFNER

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2018

156

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

1:25 000

1197 Davos

Erläuterungen

28 Textfiguren, 4 Tabellen und 2 Tafelbeilagen

verfasst von

ALEXANDRA SIGNER, MARINO MAGGETTI, FRANZ KELLER,
WILFRIED WINKLER, HELMUT J. WEISSERT und O. ADRIAN PFIFFNER

2018



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

SCHWIZER, B., SIGNER, A., ALLEMANN, F., BERLEPSCH-VALENDAS, P. VON, BRUGGER, J., CADISCH, J., CUANOUD, B., FREI, F., GEES, R., GIGER, M., KRÄHENBÜHL, R., KRUYSE, H., LEUPOLD, W., PETERS, T., PFIFFNER, O.A., STRECKEISEN, A., WEBER, H.-P. & WEISSERT, H.J. (2018): Blatt 1197 Davos. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte 156.

Erläuterungen

SIGNER, A., MAGGETTI, M., KELLER, F., WINKLER, W., WEISSERT, H.J. & PFIFFNER, O.A. (2018): Blatt 1197 Davos. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. 156.

Titelbilder

Umschlag

Peridotitmylonit zwischen Parsennhütte und Totalpsee (bei Koord. 2781.650/1190.810). Die hellen Serpentinadern teilen den ockerfarbenen anwitternden Peridotit in dezimetergrosse Bereiche. Foto A. Signer, 2013.

Karte

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI^{3D} mit der vereinfachten tektonischen Nebenkarte des Atlasblatts Davos.

Erläuterungen

Blaugrün glänzende Harnischfläche auf einem Serpentinblock unweit des Kontakts zum Dolomit der Weissfluh-Scholle (Koord. 2743.600/1224.400). Foto O. Kempf, 2016.

Herausgeber

© 2018, 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 978-3-302-40082-2



INHALTSVERZEICHNIS

| | |
|--|-----|
| Vorwort..... | 4 |
| Zusammenfassung..... | 6 |
| Résumé..... | 7 |
| Riassunto..... | 8 |
| Summary..... | 10 |
| Einführung..... | 12 |
| Stratigraphie und Petrographie..... | 18 |
| Penninikum..... | 18 |
| Unterpenninikum..... | 18 |
| Grava-Decke..... | 18 |
| Mittelpenninikum..... | 22 |
| Falknis-Decke..... | 22 |
| Sulzfluh-Decke..... | 27 |
| Oberpenninikum..... | 29 |
| Arosa-Decke..... | 29 |
| Totalp-Ophiolithkomplex..... | 30 |
| Dros-Scholle..... | 40 |
| Gotschnawang- und Weissfluh-Scholle..... | 42 |
| Haupterhorn-Scholle..... | 47 |
| Ostalpin..... | 53 |
| Unterostalpin..... | 53 |
| Grüenhorn- und Casanna-Schuppe..... | 53 |
| Dorfberg-Decke..... | 58 |
| Schafläger-Decke..... | 64 |
| Rothorn-Decke..... | 68 |
| Schiahorn-Decke..... | 69 |
| Oberostalpin..... | 72 |
| Gmeinboden-Klippe..... | 72 |
| Silvretta-Decke..... | 73 |
| Quartär..... | 97 |
| Pleistozän..... | 97 |
| Holozän..... | 103 |
| Tektonik und Petrogenese..... | 108 |
| Entwicklung des Ablagerungsraums..... | 108 |
| Tektonometamorphe Entwicklung..... | 113 |
| Mineralische Rohstoffe..... | 131 |
| Bohrungen..... | 132 |
| Hydrogeologie..... | 133 |
| Tunnelbauten..... | 134 |
| Literaturverzeichnis..... | 144 |
| Kartenverzeichnis..... | 158 |
| Anhang..... | 163 |

VORWORT

Mit Blatt 156 Davos des Geologischen Atlas der Schweiz liegt nun eine aktuelle geologische Karte im Massstab 1:25000 vor. Eine erste Karte des Gebiets von Davos, aufgenommen von Prof. Dr. J. Cadisch und Prof. Dr. W. Leupold mit Beiträgen von Prof. Dr. A. Streckeisen und Dr. F. Frei, erschien im selben Massstab bereits 1922. Dieses Kartenblatt, am östlichen Rand des Prättigau-Halbfensters gelegen, war Teil eines Kartenwerks im Massstab 1:25000 zur «Geologie Mittelbündens», das in den Jahren 1922–1930 im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission entstand, und diente als wertvolle Grundlage für das nun vorliegende Atlasblatt 156 Davos.

In der Folgezeit entstanden zahlreiche Diplom- und Dissertationsarbeiten zur Petrologie, den Sedimentabfolgen und der Tektonik im Gebiet des Atlasblatts, oft verbunden mit Feldaufnahmen und detaillierten stratigraphischen Untersuchungen, die hier ebenfalls eingeflossen sind. Zu erwähnen sind vor allem die Arbeiten von Prof. Dr. F. Allemann, W. Leupold, A. Streckeisen, Dr. R. Gees und Prof. Dr. T. Peters. In jüngerer Zeit lieferten dann vor allem Geologinnen und Geologen der Universitäten von Basel, Bern und Freiburg Beiträge zur Geologie im Kartengebiet. Im Fokus stand dabei einerseits die Arosa-Decke, die wir heute als äusserst komplex aufgebautes tektonisches Melange begreifen. Andererseits widmeten sich zahlreiche Arbeiten dem Silvretta-Kristallin mit seiner Petrogenese und Metamorphosegeschichte. Die Region Davos, insbesondere das Gebiet um Weissfluh, Totalp, Parsenn und Gotschna, ist nach wie vor beliebtes und wichtiges Exkursionsziel und kann als Schlüsselgebiet für das Verständnis eines Kontinent-Ozean-Übergangs an einem aktiven Kontinentalrand bezeichnet werden.

Dr. Benno Schweizer (Universität Bern) führte ab den späten 1980er Jahren eine Kompilation der zahlreichen geologischen Detailkartierungen sowie eigene Feldaufnahmen durch und erstellte ein neues Kartenoriginal. Eine ausführliche Revision vor allem des Quartärs sowie die Digitalisierung des Blatts erfolgte schliesslich durch MSc Alexandra Signer (Geotest Davos). Sie verfasste auch den grössten Teil der Erläuterungen und erstellte die Profiltafel. Prof. Dr. Marino Maggetti (Universität Freiburg) lieferte die Beschreibungen zum Kristallin und zur tektonometamorphen Entwicklung der Silvretta-Decke, Dr. Franz Keller (Büro f. technische Geologie Sargans) ergänzte das Kapitel Tunnelbauten, für das er dankenswerterweise Daten von Herrn Paul Loser, Leiter Tunnel Rhätische Bahn, zur Verwendung erhielt. Christoph Nänni (Tiefbauamt Graubünden) stellte die Unterlagen vom Bau des Gotschnatunnels zur Verfügung. Prof. Dr. Adrian Pfiffner (Universität Bern) steuerte eine Manuskriptkarte für die tektonische Nebenkarte und Textteile für das Kapitel Tektonik und Petrogenese bei.

Eine ausführliche wissenschaftliche Begutachtung des Inhalts der Karte und der Erläuterungen seitens der Schweizerischen Geologischen Kommission (SGK) – koordiniert durch den damaligen Präsidenten Adrian Pfiffner (Universität Bern) –

erfolgte durch Marino Maggetti (Universität Freiburg), PD Dr. Alfons Berger (Universität Bern) sowie Prof. Dr. Wilfried Winkler und Prof. Dr. Helmut Weissert (beide ETH Zürich). Mit Letztgenanntem und Peter Nievergelt (ETH Zürich) sowie Adrian Pfiffner, Alexandra Signer und Dr. Oliver Kempf (swisstopo) konnten im Herbst 2017 anlässlich einer gemeinsamen Feldbegehung wertvolle Informationen zum Totalp-Ophiolith ausgetauscht werden, die auch Einzug in Karte und Text fanden. Zudem lieferte Wilfried Winkler einen essentiellen Beitrag zum Flysch und Melange der Arosa-Decke und dank Helmut Weissert konnte der penninisch-ostalpine Übergangsbereich gemäss heutiger Kenntnis dargestellt werden.

Für die Landesgeologie erfolgte die Redaktion bis 2015 durch Dr. Stephan Dall'Angolo, seit 2016 durch Oliver Kempf. Dr. Reto Burkhalter hat den Erläuterungstext kritisch gegengelesen und lektoriert. Die Übersetzung der Zusammenfassung ins Französische erfolgte durch Dr. Alain Morard, diejenige ins Italienische durch MSc Eleonora Gygax (alle swisstopo). Die kartographischen Arbeiten erfolgten durch Dr. Rafael Caduff (Caduff Kartografie, Luzern), Bruno Reber und Remo Trüssel (beide swisstopo). Die Tafeln wurden von Oliver Kempf, die gezeichneten Figuren von Reto Casty grafisch bearbeitet, den Schriftsatz gestaltete Renato Howald (alle swisstopo).

Folgenden Personen sei für ihre Mithilfe und Unterstützung im Rahmen der Kartenerstellung recht herzlich gedankt: Jürgen Abrecht für gemeinsame Feldbegehungen und seine Mithilfe bei der Bestimmung der Dünnschliffe, Marino Maggetti für gemeinsame Feldbegehungen, die Weitergabe seines breiten Wissens über die Gesteine des Silvretta-Kristallins und seinen grossen Beitrag zu diesen Erläuterungen, ebenso Franz Keller für die Beisteuerung des Kapitels zu Vereina- und Zugwaldtunnel. Jean-Pierre Hürzeler sei für gemeinsame Feldbegehungen gedankt ebenso Stephan Bolay, Albin Kretz und Andrea Pedroncelli für ihre Begleitung im Feld und ihre Mithilfe beim Verfassen der Erläuterungen sowie Erstellung der Profile. Ein Dankeschön geht an Birte Anders (Universität Basel) für die unkomplizierte Zuverfügungstellung des von ihr aufgebauten tektonischen 3D-Modells und an Nicole Bruegger (Universität Freiburg) für die Digitalisierung der Strichzeichnungen im Kristallin-Kapitel.

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

Mai 2018

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

ZUSAMMENFASSUNG

Das Atlasblatt Davos umfasst ein facettenreiches Gebiet am östlichen Rand des Prättigau-Halbfensters mit tektonischen Einheiten vom Unterpenninikum bis ins Oberostalpin. Die Landschaft Davos kann durchaus als ein Schlüsselgebiet der klassischen Alpengeologie bezeichnet werden, da die Gegend im penninisch-ostalpinen Grenzbereich seit über 100 Jahren immer wieder Gegenstand intensiver Forschungstätigkeit und Anlass kontroverser Diskussionen ist.

Die bei der känozoischen Gebirgsbildung weitgehend vom kristallinen Untergrund abgescherten unter- und mittelpenninischen Sedimente dominieren den Nordwesten des Kartengebiets. Auf die im Wallis-Trog abgelagerten unterpenninischen spätkretazischen bis eozänen Sedimentgesteine der Grava-Decke wurde die heute nur in schmalen Zügen und Linsen aufgeschlossene mittelpenninische Falknis- und Sulzfluh-Decke überschoben. Die Falknis-Decke dokumentiert eine kontinuierliche Sedimentabfolge von Jura bis Eozän, die am nördlichen Kontinentalhang der Briançonnais-Schwelle abgelagert wurde. Spätjurassische bis eozäne Sedimente der Sulzfluh-Decke wurden diskordant auf dünnen Kristallinschuppen abgelagert.

Die ebenfalls im Zuge der känozoischen Gebirgsbildung auf die Falknis- und Sulzfluh-Decke überschobene oberpenninische Arosa-Decke dokumentiert als komplexe Einheit den Ozean-Kontinent-Übergang im Piemont-Liguria-Ozean. Während im Totalp-Ophiolithkomplex subkontinentale serpentinierte Mantelgesteine und darüber abgelagerte Tiefseesedimente vorliegen, dominieren in der übrigen Arosa-Decke stark deformierte Einheiten aus ozeanischer Lithosphäre und Tiefseesedimenten, Flyschen sowie Kristallin und Sedimenten des passiven Kontinentalrands, die durch Transformbrüche in unmittelbare Nachbarschaft zueinander gebracht und durch ihre Lage im Akkretionskeil und der nachfolgenden Überschiebung durch den ostalpinen Deckenstapel im Eozän stark deformiert und verschuppt wurden.

Während der spätkretazischen Gebirgsbildung gestapelte Decken des Unterostalpins umfassen prä-permisches Kristallin sowie vom Perm bis in die Späte Kreide reichende Sedimentserien des distalen südlichen Kontinentalrands. Die von ihrem kristallinen Untergrund abgescherten und in sich mehrfach verschuppten Grünhorn- und Casanna-Schuppen liegen als isolierte Klippen auf der Arosa-Decke. Ausschliesslich aus unterostalpinem Kristallin aufgebaut ist die Dorfberg-Decke, darüber aufgeschoben das schmale Sedimentband der Schaffläger-Decke mit tektonisch stark überprägtem Kristallin an der Basis, darüber eine verschuppte Sedimentabfolge, die vom Perm bis in den Späten Jura reicht. Das schmale Kristallinband der Rothorn-Decke ist am Grüenturm über der Schaffläger-Decke aufgeschlossen. Den Abschluss bilden die spätpermischen bis spätriassischen Sedimente der Schiahorn-Decke mit der mächtigen, unter sub- bis intertidalen Bedingungen abgelagerten Hauptdolomit-Gruppe.

Die oberostalpine Silvretta-Decke, die höchste tektonische Einheit im Gebiet, wurde ebenfalls in der ersten Phase der kretazischen Gebirgsbildung auf den unterostalpinen Deckenstapel überschoben. Die aus mehreren prä-mesozoischen Gebirgsbildungen hervorgegangenen und in markanten, kilometerlangen Schlingen vorliegenden Metabasite, Ortho- und Paragneise der Silvretta-Decke bedecken rund zwei Drittel des Kartenbgebiets. Lediglich in der südwestlichen Gebietsecke finden sich dem riesigen Gebirgsblock aufgelagerte Effusiva spätkarbonischen bis permischen Alters. Am Gmeinboden ist die aus kristallinen Gesteinen und deren permischer Sedimentauflage bestehende Gmeinboden-Klippe direkt der unterostalpinen Casanna-Schuppe aufgelagert.

Stagnations- und kleinere Vorstossphasen während des Gletscherrückzugs, insbesondere am Ende der Letzten Eiszeit, führten im Kartengebiet zur Bildung eines reichhaltigen quartären Formenschatzes spätpleistozäner und holozäner Ablagerungen. Durch Hangentlastungen infolge des Gletscherrückzugs im Spätglazial kam es zu grossen Bergstürzen am Wolfgangpass, und es entstanden zahlreiche grosse Rutsch- und Sackungsmassen.

RÉSUMÉ

La feuille Davos couvre un territoire diversifié à la bordure orientale de la demi-fenêtre du Prättigau et dont les unités tectoniques vont du Pennique inférieur à l'Austroalpin supérieur. La région de Davos peut être considérée comme un secteur-clé de la géologie alpine du fait de sa situation à la limite entre les domaines pennique et austroalpin. Depuis plus de 100 ans, cette contrée a été l'objet constant de recherches intensives et de points de vue controversés.

Le secteur nord-ouest du territoire de la carte est dominé par les sédiments du Pennique inférieur et moyen, en grande partie décollés de leur soubassement cristallin lors de l'orogénèse cénozoïque. A la base, la nappe de la Grava est composée de séries sédimentaires déposées dans le fossé valaisan entre le Crétacé tardif et l'Eocène. Elle est chevauchée par les nappes du Falknis et de la Sulzfluh (Pennique moyen), dont seules quelques minces bandes et lentilles affleurent aujourd'hui encore. La nappe du Falknis comprend une série sédimentaire continue du Jurassique à l'Eocène, déposée sur la pente continentale au nord du seuil Briançonnais. Les sédiments du Jurassique tardif à l'Eocène de la nappe de la Sulzfluh se sont quant à eux déposés en discordance sur de minces écailles cristallines.

La nappe d'Arosa (Pennique supérieur), également chevauchée lors de l'orogénèse cénozoïque sur les nappes du Falknis et de la Sulzfluh est une unité complexe documentant la transition océan-continent en bordure de l'océan liguro-piémontais. Alors que dans le complexe ophiolitique de la Totalp les roches mantelliques subcontinentales serpentinisées et les sédiments profonds sus-jacents sont préservés, le reste de la nappe d'Arosa est dominée par des unités très

déformées provenant de la lithosphère océanique et de sédiments abyssaux, de dépôts de flysch, ainsi que de roches cristallines et sédimentaires de la marge continentale passive. Tous ces éléments, fortement déformés et écaillés, étaient originellement éloignés les uns des autres. Ils se retrouvent aujourd'hui les uns à côté des autres suite au jeu de failles transformantes, à leur incorporation dans le prisme d'accrétion, puis de leur chevauchement par les nappes austroalpines à l'Eocène.

Les nappes austroalpines inférieures, empilées pendant la phase orogénique du Crétacé tardif, comprennent un socle cristallin anté-permien, ainsi qu'une série sédimentaire allant du Permien au Crétacé tardif déposée dans la partie distale de la bordure continentale méridionale. Les écaillés composites du Grünhorn et de Casanna, décollées de leur soubassement cristallin, reposent en klippes isolées sur la nappe d'Arosa. La nappe du Dorfberg est constituée exclusivement de roches cristallines de l'Austroalpin inférieur. Elle est chevauchée par la mince bande sédimentaire de la nappe du Schafläger, avec une base de nature cristalline fortement tectonisée. Vient ensuite une succession sédimentaire écaillée allant du Crétacé tardif à l'Eocène. La mince bande cristalline de la nappe du Rothorn affleure au Grüenturm au-dessus de la nappe du Schafläger. Enfin, au sommet de l'Austroalpin inférieur se trouve la nappe du Schiahorn avec sa série sédimentaire du Permien tardif au Trias tardif, incluant l'épaisse «Dolomie Principale» (Hauptdolomit-Gruppe) déposée en milieu sub- à intertidal.

La nappe de la Silvretta (Austroalpin supérieur) est l'unité tectonique la plus élevée du territoire cartographié, dont elle couvre environ deux tiers de la surface. Elle a également été mise en place sur les nappes austroalpines inférieures lors de la première phase orogénique au Crétacé. Les métabasites, ortho- et paragneiss qui la composent témoignent de plusieurs orogènes anté-mésozoïques et forment des structures kilométriques remarquables appelées «schlingen». Au sommet de cet immense édifice, des roches effusives d'âge carbonifère tardif à permien n'apparaissent qu'à l'angle sud-ouest du territoire de la carte. Au Gmeinboden, la klippe homonyme, composée de roches cristallines et de dépôts sédimentaires permien, repose directement sur l'écaille de Casanna (Austroalpin inférieur).

Une grande diversité de formes et de dépôts pléistocènes tardifs et holocènes a été générée par les phases de stagnation et de ré-avancée pendant le retrait glaciaire, en particulier à la fin de la Dernière Période Glaciaire. Au Tardiglaciaire, les pentes délestées par le retrait des glaciers ont donné lieu à de grands éboulements au Wolfgangpass, ainsi qu'à de nombreux glissements et tassements.

RIASSUNTO

Il foglio Davos copre un'area sfaccettata al margine orientale della semi-finestra di Prättigau con unità tettoniche che datano dal Penninico inferiore all'Austroalpino superiore. Il foglio Davos può essere certamente considerato come un settore chiave

della geologia alpina, in quanto la zona di confine Pennidico-Austroalpino è stata oggetto di intense ricerche e discussioni controverse per oltre 100 anni.

Il nord-ovest dell'area cartografica è dominata da sedimenti del Pennidico inferiore e medio, in gran parte scollati dal loro basamento cristallino durante l'orogenesi cenozoica. Alla base vi si trova la falda di Grava, una serie sedimentaria depositata nella conca vallesana tra il Cretacico superiore e l'Eocene. Essa è sovrascorsa dalle falde del Falknis e della Sulzfluh (Pennidico medio), affioranti unicamente in poche sottili fasce e lenti. La falda del Falknis documenta una serie sedimentaria continuata dal Giurassico all'Eocene, che si è depositata sulla pendice continentale settentrionale della soglia Brianzonese. I sedimenti della falda della Sulzfluh, che datano dal Giurassico superiore all'Eocene, si sono depositati in modo discordante su sottili scaglie cristalline.

La falda di Arosa (Pennidico superiore), anch'essa sovrascorsa sulle falde del Falknis e della Sulzfluh durante l'orogenesi cenozoica, è un'unità complessa che documenta la transizione oceano-continente a lato dell'oceano piemontese-ligure. Se nel complesso ofiolitico della Totalp le rocce del mentello subcontinentale serpentizzate e i sedimenti abissali sovrastanti sono ben preservati, la parte restante della falda di Arosa, invece, è dominata da unità fortemente deformate di litosfera oceanica e sedimenti abissali, da flysch e da rocce cristalline e sedimentarie provenienti dal margine continentale passivo. Questi elementi, fortemente deformati e frammentati, originariamente si trovavano lontani l'uno dall'altro, e sono stati portati in diretta vicinanza e deformati da faglie trasformati, dalla loro incorporazione in prismi d'accrescimento e dal loro sovrascorrimento da parte delle falde austroalpine durante l'Eocene.

Le falde austroalpine inferiori, impilate nel corso dell'orogenesi del Cretacico superiore, comprendono un basamento cristallino ante-permiano e una serie sedimentaria che data dal Permiano al Cretacico superiore e che si è depositata nella parte distale del margine continentale meridionale. Le scaglie del Grünhorn e della Casanna, scollate dal loro basamento cristallino, si trovano come klippe sulla falda di Arosa. La falda del Dorfberg è costituita esclusivamente da rocce cristalline risalenti all'Austroalpino inferiore, ed è sovrascorsa dalla sottile fascia sedimentaria della falda dello Schaffläger, avente una base di natura cristallina fortemente tettonizzata. Segue una successione di sedimenti frammentati che datano dal Permiano al Giurassico superiore. La sottile fascia cristallina della falda del Rothorn affiora al Grüenturm al di sopra della falda dello Schafflager. Infine, la parte sommitale dell'Austroalpino inferiore si conclude con la serie sedimentaria della falda dello Schiahorn, datata dal Permiano superiore al Triassico superiore, che include la spessa «Dolomia principale» (Hauptdolomit-Gruppe) depositata in condizioni da sub- a intercotidali.

Durante la prima fase dell'orogenesi cretacea, anche la falda di Silvretta (Austroalpino superiore), l'unità tettonica più elevata del territorio cartografato, è sovrascorsa sulla pila di falde austroalpine inferiori. I metabasiti e gli orto- e para-

gneiss che la compongono testimoniano parecchie orogenesi ante-mesozoiche e formano delle notevoli strutture di diversi chilometri chiamate «schlingen», che ricoprono all'incirca due terzi dell'area cartografata. In cima a queste immense strutture si trovano delle rocce effusive depositate dal Carbonifero superiore al Permiano, che tuttavia appaiono soltanto nell'angolo sud-occidentale della carta. A Gmeinboden, l'omonimo klippe, costituito da rocce cristalline e dal loro strato sedimentario permiano, è sovrapposto direttamente alla scaglia della Casanna (Austroalpino inferiore).

Fasi di stagnazione e brevi avanzamenti durante il ritiro dei ghiacciai, in particolare alla fine dell'ultimo periodo glaciale, hanno generato una vasta gamma di forme e depositi pleistocenici tardivi e olocenici. In seguito al ritiro dei ghiacciai nel Tardo-Glaciale, sul Passo Wolfgang si sono verificate grandi frane così come numerosi scivolamenti di materiale sciolto e rocce dislocate per deformazione gravitativa profonda.

SUMMARY

Map sheet Davos covers a multifaceted region at the eastern rim of the Prätigau half-window with lower Penninic to upper Austroalpine tectonic units. The region is reknown as key area of Alpine geology because of the here visible Penninic-Austroalpine transition, which was subject to research activity and scientific controversies for more than 100 years.

The northwestern part of the map area is dominated by lower and middle Penninic sediments that were largely detached from the crystalline basement during the Cenozoic orogeny. Above lower Penninic rocks of the Grava nappe, late Cretaceous to Eocene sediments of the Wallis trough, follow thin sheets and lenses of the middle Penninic Falknis and Sulzfluh nappe. The Falknis nappe documents a continuous sedimentary succession of Jurassic to Eocene age deposited at the northern continental margin of the Briançonnais swell. Late Jurassic to Eocene sediments of the Sulzfluh nappe were deposited discordantly above crystalline basement slices.

The upper Penninic Arosa nappe, a complex tectonic unit documenting the continent-ocean-transition of the Piemont-Liguria ocean, was thrust onto the Falknis and Sulzfluh nappe also in the course of the Cenozoic orogeny. While the Totalp ophiolite complex is composed of subcontinental serpentinitized mantle rocks and deep marine sediments, the remaining parts of the Arosa nappe are dominated by strongly deformed units of the oceanic lithosphere, deep marine sediments, flysch deposits, as well as by crystalline and sedimentary rocks of the passive continental margin, which came into close neighbourhood by transform faults; these units formed part of the accretionary wedge and were strongly deformed and cut into slices, and subsequently overthrust by the Austroalpine nappe pile during the Eocene.

The lower Austroalpine nappes, which were piled-up during the late Cretaceous orogeny, comprise pre-Permian crystalline rocks and Permian to late Cretaceous sedimentary successions of the distal southern continental margin. The Grünhorn- and Casanna thrust sheets, detached from their crystalline basement and internally repeatedly sliced, form an isolated klippe above the Arosa nappe. Thrust above the lower Austroalpine crystalline Dorfberg nappe is the narrow sheet of the Schafläger nappe with its tectonically intensely overprinted crystalline base and a sliced Permian to late Jurassic sedimentary succession above. The thin crystalline sheet of the Rothorn nappe outcrops at the Grüenturm above the Schafläger nappe. Finally, on top lay the Schiahorn nappe, which is composed of late Permian to late Triassic sediments including the sub- to intertidal Hauptdolomit group.

The upper Austroalpine Silvretta nappe, the uppermost tectonic unit of the map area, was thrust on top of the lower Austroalpine nappe pile also during the initial phase of the Cretaceous orogeny. The metabasites, ortho- and paragneisses of the Silvretta nappe form today remarkable km-long «schlingen» and underwent several pre-Mesozoic orogenies; this nappe covers two thirds of the map area. Late Carboniferous to Permian effusive rocks sitting on top of the crystalline basement block occur only in the southwestern corner of the map area. The Gmeinboden klippe, composed of crystalline rocks and its Permian sedimentary cover, is situated directly above the lower Austroalpine Casanna slice at Gmeinboden.

A comprehensive suite of Quaternary landforms of late Pleistocene to Holocene deposits caused by phases of advances and halt during glacial retreats especially towards the end of the Last Glaciation is preserved in the map area. Owing to slope decompression caused by late Glacial ice retreat, large rock falls occurred at Wolfgangpass, and a large number of mass movements originated.

EINFÜHRUNG

Geographisch-geologische Übersicht

Das Gebiet des Atlasblatts Davos wird durch das NE-SW verlaufende Landwassertal und seine NW-SE streichenden Seitentäler Flüela-, Dischma- und Sertigtal sowie das nördlich davon liegende und ebenfalls NW-SE streichende hintere Prättigau und dessen östliche Fortsetzung, das Monbiel und das Vereintal, geprägt. Über den Wolfgangpass sind die beiden Talschaften miteinander verbunden, gleichzeitig bildet dieser eine regionale Wasserscheide für das Landwasser, das nach Süden entwässert, und die Landquart, die direkt in den Rhein fließt.

Die Landschaft westlich von Davos wird im Nordwesten durch den Gebirgsstock von Casanna und Gotschna, im Westen von den markanten Dolomitbergen der Weissfluh (2843 m), des Schiahorns (2709 m) und der Chüpfenflue (2656 m) dominiert. Östlich des Landwassertals liegt das Pischahorn (2979 m) mit seinen Ausläufern, im Südosten mit dem über dem Flüelapass thronenden Flüela-Wisshorn (3085 m) die höchste Erhebung des Kartengebiets. Ganz im Nordwesten, eingangs des Vereintals, bilden die Gipfel des Canard- und Wisshorns den hintersten Abschluss des Monbiels. Der mit ca. 1180 m ü. M. tiefste Punkt im Kartengebiet wird bei Klosters erreicht.

Das Gebiet von Atlasblatt Davos umfasst ein breites Gesteinsspektrum mit über einhundert kartierten Einheiten der penninischen und ostalpinen Decken sowie des Quartärs. Im nordwestlichen Kartengebiet sind Gesteine der unterpenninischen Grava-Decke aufgeschlossen, die von der mittelpenninischen Falknis- und Sulzfluh-Decke überschoben wurden, die ihrerseits aus jurassischen bis eozänen Sedimentabfolgen bestehen und die im Gebiet meist nur als schmale Züge auftreten oder stellenweise ganz fehlen. Darüber folgt die oberpenninische Arosa-Decke mit ihrem auffälligen Totalp-Ophiolithkomplex an der Basis und den eingeschuppten unterostalpinen, vornehmlich sedimentären tektonischen Einheiten (Weissfluh-, Gotschnawang- und Haupterhorn-Scholle) im Hangenden. An der Casanna und am Grünhorn wird die Arosa-Decke von einer isolierten Klippe, der unterostalpinen Grünhorn- und Casanna-Schuppe, überlagert. Zuoberst liegt die oberostalpine Gmeinboden-Klippe mit ihren überwiegend kristallinen Gesteinen, die stark an diejenigen der Silvretta-Decke erinnern. Über den Gesteinen der Arosa-Decke folgt eine Abfolge von unterostalpinen Decken. Zuerst liegt die kristalline Dorfberg-Decke, darüber die aus Sedimentgesteinen aufgebaute, schmale Schafläger-Decke. Beide können lokal von Kristallingesteinen der Rothorn-Decke oder von der Schiahorn-Decke, die die mächtigen Dolomitberge der Chüpfenflue und des Schiahorns aufbaut, überlagert werden. Zuoberst auf diesem Deckenstapel liegt die oberostalpine Silvretta-Decke, deren

Kristallingesteine flächenmässig das Kartengebiet von Davos dominieren. Lediglich im Südwesten ist ein kleiner Anteil permischer Sedimente und Vulkanoklastika aufgeschlossen.

Das Gebiet von Blatt Davos enthält einen reichhaltigen Formenschatz spätpleistozäner und holozäner Gletscherablagerungen mit deutlich sichtbaren Ständen. Erwähnenswert sind auch die im Spätglazial niedergegangenen, einige Quadratkilometer grossen Bergsturzablagerungen am Wolfgangpass sowie die zahlreichen Rutsch- und Sackungsmassen im Blattgebiet.

Zur besseren Anbindung des Unterengadins an die restliche Schweiz und für die Umfahrung von Klosters wurden in den letzten Jahrzehnten mit dem Vereina-, Zugwald- und Gotschnatunnel mehrere Untertagebauten erstellt.

Erforschungsgeschichtlicher Abriss

Bis 1900

Es war C.U. von Salis, der bei seiner Erforschung alter Bergbauten das Gebiet rund um die Weissfluh durchstreifte und dem das sonderbare Melange von Sedimenten mit Ophikalzit, das er als «Serpentin-Kalksteingemisch» bezeichnete, und dem reinen Serpentin auf der Totalp vermutlich als Erstem auffielen (VON SALIS 1806a, b).

B. Studer prägte in den von ihm in Zusammenarbeit mit A. Escher von der Linth gemachten Untersuchungen der mannigfaltigen Gesteine im Gebiet zwischen Domleschg und Davos den Begriff «Bündnerschiefer» (STUDER 1836). B. Studer beobachtete am Schafläger bereits dem Serpentin auflagernde Glimmerschiefer, Hornfels und Gneis und an der Chüpfenflue älteren Glimmerschiefer über jüngerem Dolomit. A. Escher ist zudem die erste geologische Karte der Region im Massstab 1:130 000 (ESCHER & STUDER 1839) zu verdanken. Im ersten Band der «Geologie der Schweiz» (STUDER 1851) fanden die teilweise in verwickelten Verhältnissen liegenden Gesteine im Gebiet ebenso Eingang, wie das geologische Profil zwischen Strelapass und Klosters (STUDER 1851, S. 269). Besonders erwähnt wurden die Flysche des Prättigaus, die Ophiolithe der Totalp sowie die kristallinen Gesteine der Silvretta. Auf der Geologischen Karte der Schweiz im Massstab 1:380 000 (STUDER & ESCHER 1853) erfolgte erstmals eine Trennung der Bündnerschiefer und des Prättigau-Flyschs.

Aufbauend auf diesen Arbeiten veröffentlichte G. Theobald seine detaillierten Aufnahmen im Beitragsband zum Blatt XV Davos–Martinsbruck (THEOBALD 1864). Seine Ergebnisse fasste er im Kapitel «Der Gebirgsknoten zwischen Prättigau und Davos, Cotschna, Casanna, Todtenalp, Scheienflueh» zusammen, ergänzt mit zwei Profilen von der Casanna und dem Schiahorn–Schaflägergebiet. Er entdeckte bei seiner Kartierung im Massstab 1:10 000 im Gebiet dieselben charakteristischen

Gesteinshorizonte wie im Rätikon und im Plessurgebiet (z. B. «Sulzfluh-Kalk» und «Falknisbrekzie») und erarbeitete eine erste brauchbare stratigraphische Gliederung.

G. Steinmann kam in seinen «Geologischen Beobachtungen in den Alpen I» (STEINMANN 1895, 1897) zum Schluss, dass «das Prättigauer Schieferland ein Halbfenster oligozäner Gesteine unterhalb der Deckenserie des Rätikons und des Plessurgebietes sein muss». Für die komplizierten tektonischen Verhältnisse des Fensterrahmens verwendete er den Begriff der «Bünder Aufbruch- und Klippenzone». Seine Schüler LORENZ (1901), HOEK (1903) und VON SEIDLITZ (1906) wurden in den folgenden Jahren mit detaillierten Untersuchungen der Tektonik und Stratigraphie in den angrenzenden Gebieten betraut. SCHARDT (1898, S. 244) äusserte als Erster die Vermutung, dass vom Rätikon über das Prättigau bis nach Arosa – in Analogie zu den Verhältnissen in den Préalpes – eine grosse Überschiebung vorliegen muss. Es sei hier auch ROTHPLETZ (1895, 1899, 1902) erwähnt, der richtig erkannte, dass die triassischen Gesteine des Rätikons auf jüngere Gesteine überschoben wurden, auch wenn er den Mechanismus falsch deutete.

Es sei noch die Dissertation von J. Ball erwähnt, der als erster Petrograph den Totalp-Serpentinit und die umgebenden Gesteine untersuchte (BALL 1897). Er erkannte, dass es sich beim Serpentinit um einen umgewandelten Lherzolith als Protolith gehandelt haben muss und schloss aus seinen Beobachtungen, dass dieser in die umgebenden Gesteine intrudiert sein musste.

1900–1950

M. Lugeon kam in seiner vielbeachteten Arbeit hinsichtlich der tektonischen Verhältnisse im Rätikon zu einem ähnlichen Schluss wie SCHARDT (1898) und postulierte ebenfalls mächtige, aus Süden herangelante Schubmassen (LUGEON 1901). STEINMANN (1905) überarbeitete sein tektonisches Konzept schon bald, und obwohl er nicht als erster die Deckentheorie auf die bündnerischen Verhältnisse anwandte, war es ihm vorbehalten, diese mit eigenen Untersuchungen auf ihre Stichhaltigkeit hin zu prüfen und für richtig zu befinden. Gemäss seinen Beobachtungen lag im Prättigau-Halbfenster die «Klippendecke der Falknis- und Sulzfluhzone» über den Schiefen, gefolgt von der «Brekzien-Decke» und der von ihm bezeichneten «Rätische Decke», zu denen er Ophiolithe, Altkristallin, Verrucano, Buntsandstein, Dolomit, Rhät, Lias, Radiolarite und Brekzien zählte und die er bis in den Oberhalbstein verfolgen zu können glaubte. Der Silvretta-Decke wurde der Platz als oberstes Schichtglied dieses Deckenstapels zugewiesen.

Die tektonische Gliederung wurde durch VON SEIDLITZ (1906) und TRÜMPY (1916) weiter verfeinert und überarbeitet. Letzterer lieferte mit seiner Arbeit über das westliche Rätikon einen detaillierten Abriss der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse in dieser Region sowie eine erste Gliederung des Prättigau-Flyschs und der überlagernden Falknis- und Sulzfluh-Decke.

Die Erforschung der sedimentären Auflage der Silvretta-Decke im Landwassergebiet und in der Ducanmulde begann mit den Arbeiten von SPITZ & DYRENFURTH (1913). Auf Anregung von P. Arbenz entstanden zu Beginn der 1920er Jahre in den angrenzenden Gebieten die Arbeiten von BRAUCHLI (1921), LEUPOLD (1922), EUGSTER (1923), HÄFNER (1924), FREI (1925) und OTT (1925).

In der Reihe «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» erschien die von Joos Cadisch verfasste «Geologie der Weissfluhgruppe» (CADISCH 1921) sowie später die von ihm und Werner Leupold unter der Mitwirkung von Paul Arbenz entstandene «Geologische Karte von Mittelbünden 1:25 000» (CADISCH & LEUPOLD 1928). In den Erläuterungen beschrieb CADISCH (1921) detailliert die Gesteine der Prättigauschiefer, der Falknis- und Sulzfluh-Decke im Gebiet des Blatts Davos. Er erkannte den das Gebiet prägenden Schuppenbau und führte den Begriff der «Aroser Schuppenzone» ein, in der er sämtliche zwischen der Sulzfluh-Decke und den «Aroser Dolomiten» liegenden Schuppen im Weissfluh-Gotschnagebiet zusammenfasste und in den unterostalpinen Faziesraum stellte.

Unter der Leitung von M. Reinhard (Univ. Basel) begannen ab 1924 A. Streckeisen, F. Spaenhauer, P. Bearth und E. Wenk mit der geologisch-petrographischen Untersuchung des Silvretta-Kristallins. STRECKEISEN (1928) beschrieb die Gesteine der Flüelagruppe sehr detailliert; seine geologische Übersichtskarte der Flüelagruppe im Massstab 1:50 000 diente als Grundlage für spätere Kartierungen im Gebiet. SPAENHAUER (1932, 1933), BEARTH (1932a, b, 1933) und WENK (1934a, b, 1948) lieferten in den folgenden Jahren ebenfalls ausführliche geologisch-petrographische Beschreibungen der Gesteine im Gebiet von Blatt Davos und dem angrenzenden Silvrettagebiet. Sie schufen damit die Grundlage für die später im Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 erschienenen Blätter 9 Scalettapass (BEARTH et al. 1935), 14 Ardez (LK-Blatt 1198 Silvretta; SPAENHAUER et al. 1940) und 20 Zernez (BOESCH et al. 1948).

An die Untersuchungen von TRÜMPY (1916), HÄFNER (1924), ARNI (1926) und STAHEL (1926) anknüpfend beschreibt P. Nänny in seiner Arbeit «Geologie der Prättigauschiefer zwischen Rhätikon und der Plessur» (NÄNNY 1948) ausserordentlich detailliert die verschiedenen Lithologien, die er jeweils auch mit Hinweisen auf frühere Bearbeiter und ältere Benennungen versehen hat; die von ihm verfeinerte Gliederung hat bis heute ihre Gültigkeit bewahrt. Im selben Jahr veröffentlicht STRECKEISEN (1948) seine Beschreibung des Gabbrozugs innerhalb der von ihm als «Davoser Dorfberg-Schuppe» bezeichneten tektonischen Einheit.

Seit 1950

Basierend auf der Stratigraphie und Tektonik von NÄNNY (1948) untersuchten THUM & NABHOLZ (1972) die Sedimente und Metamorphose der penninischen Flysche und Schiefer im Prättigau. WEH (1998) und WEH & FROITZHEIM (2001) befassten sich mit der tektonischen Entwicklung der penninischen Sedimentdecken und

der Datierung der Deformationsphasen. Die Untersuchung der Falknis- und der Sulzfluh-Decke beschränkte sich in den folgenden Jahrzehnten fast ausschliesslich auf die Gebiete nördlich und westlich von Blatt Davos.

R.A. Gees kartierte im Rahmen seiner Dissertation (GEES 1955) das Gebiet rund um die Casanna und die Gotschna sowie nordwestlich von Klosters mit Schwerpunkt auf der petrographisch-mineralogischen Untersuchung der Gesteine und veröffentlichte daraus einen Beitrag zu den Ophiolithen (GEES 1956), in dem er der Frage nach ihrer Entstehung, Kontaktbildung und Umwandlung, ihrem Alter und ihrer tektonischen Stellung nachging. T. Peters führte in den Jahren 1958–1959 die Feldarbeit für seine Dissertation über den Totalp-Serpentinit durch (PETERS 1963).

Die Bearbeitung des Gebiets Gotschnagrät–Casanna–Parsenn in den Jahren 1972–1973 durch H. Weissert lieferte neue Erkenntnisse zur tektonisch-paläogeographischen Zuordnung der Casanna- und Grünhorn-Schuppe (WEISSERT 1974, 1975). WEISSERT & BERNOULLI (1985) untersuchten unter anderem den Ophikalzit des Totalp-Ophiolitkomplexes. Neuere Untersuchungen befassten sich mit der Entstehung der Ophiolithe, ihrer paläogeographischen Herkunft proximal eines Kontinentalrands und ihrer strukturellen Entwicklung (z. B. PETERS & STETTLER 1987, MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997, BERNOULLI et al. 2003, MÜNTENER et al. 2004, 2010, SCHMID et al. 2004, NAGEL 2006). Unter der Betreuung von D. Bernoulli, H. Weissert und W. Winkler führte P. Lüdlin in seiner Dissertation (LÜDIN 1987) eine detaillierte Analyse der Flysche und Melanges der Arosa-Decke durch. Anhand petrographischer Analysen wurden verschiedene Flyschformationen definiert und teilweise biostratigraphisch datiert. Die lithologische Bestandsaufnahme in den chaotischen Gesteinskörpern zwischen den Decken und Schuppen erlaubte die Klassifizierung verschiedener Melange-Typen nach der paläogeographischen Herkunft der Elemente.

Die Untersuchungen des Silvretta-Kristallins wurden unter der Leitung von E. Jäger in den 1960er Jahren mit der physikalischen Altersbestimmung nach der Rb-Sr- und U-Pb-Methode wieder aufgenommen (JÄGER et al. 1961, JÄGER 1962). GRAUERT (1966, 1969) führte radiometrische Altersbestimmungen durch, anhand derer er die Entstehung und Metamorphosegeschichte der kristallinen Gesteine der Silvretta-Decke rekonstruierte. Mit den Gesteinen des Silvretta-Kristallins im Raum Flüelapass und der Charakterisierung ihrer variszischen Metamorphose beschäftigte sich FRAPOLLI (1973, 1975).

An der Universität Bern entstanden die Arbeiten von FLISCH (1981, 1986, 1987), der sich neben geologischen und petrographischen Fragen ausführlich mit der Petrogenese und Hebungsgeschichte der Silvretta-Decke befasst hat. KRÄHENBÜHL (1984) führte petrographisch-geologische Untersuchungen im Gebiet Gorihorn, Jöriseen und Flüela-Wisshorn durch, GIGER (1985) untersuchte in seiner ausführlichen Lizentiatsarbeit die kristallinen Gesteine der Dorfberg-Decke und der benachbarten tektonischen Einheiten. Unter der Leitung von F. Allemann entstanden Arbeiten

zu den Sedimenten und Vulkaniten im Landwassergebiet (GRAF 1987, ZAUGG 1987). In seiner Dissertation an der ETH Zürich behandelte EICHENBERGER (1986) die Mitteltrias der Silvretta-Decke.

Im Rahmen von diversen Forschungs- und Diplomarbeiten an der Universität Freiburg entstanden die Arbeiten von THIERRIN (1982, 1983), MAGGETTI & GALETTI (1984, 1988), MAGGETTI (1986), MAGGETTI et al. (1987) und MICHAEL (1985). Ausgehend von diesen Arbeiten verfeinerten MAGGETTI et al. (1990b) und MAGGETTI & FLISCH (1993) das Modell der Petrogenese des Silvretta-Kristallins weiter. Unter der Leitung von M. Maggetti wurde das Silvretta-Kristallin in den folgenden Jahren umfassend bearbeitet, woraus zahlreiche Dissertationen und Publikationen entstanden: HELLERMANN-FURRER (1992a, b) untersuchte die auftretenden Diabasgänge, BOLLIN (1994) befasste sich mit dem Ursprung und der metamorphen Entwicklung der Paragneise. POLLER (1994a, b, 1997) und POLLER et al. (1997a, b) studierten die «Älteren Orthogneise» mit dem Typ Mönchalp im Gebiet petrographisch und geochemisch und führte Alterdatierungen durch, während LIEBETRAU & NÄGLER (1994) und LIEBETRAU (1996) die «Jüngeren Orthogneise» untersuchten. PROSPERT & BIINO (1996) und PROSPERT (1997) widmeten sich schliesslich den Quarz-Andalusitadern im Gebiet. Weitere Diplomarbeiten mit Detailkartierungen des Silvretta-Kristallins im Blattgebiet von Davos sind: BRUGGER (1992), VON BERLEPSCH-VALENDAS (1992), HUNZIKER (1998), SCHMOCKER (1998) und CUANOUD (2000).

Folgende Arbeiten befassten sich mit der Genese und Evolution des Silvretta-Kristallins: BENCIOINI (1994), FERREIRO MÄHLMANN (1994, 1995, 1996, 2001), FROITZHEIM et al. (1994), BIINO et al. (1995), FREI et al. (1995), SCHALTEGGER et al. (1997, 2003), SCHALTEGGER & GEBAUER (1999), SCHWEINEHAGE & MASSONNE (1999), SCHWEINEHAGE (2000), LADENHAUF et al. (2001), ZURBRIGGEN (2015), FERREIRO MÄHLMANN & GIGER (2012) und NILIUS et al. (2016).

Unter der Leitung von G. Furrer entstanden an der Universität Zürich in den Jahren 1976–1983 zahlreiche Arbeiten zur spät- und postglazialen Gletscher- und Klimageschichte im Gebiet des hinteren Prättigaus, der Landschaft Davos und des Albulatals: MAISCH (1977, 1981), VÖGELE (1976, 1984), VUAGNEUX (1976, 1983). KOBLER (1994) veröffentlichte die gesammelten Resultate seiner Aufnahmen in den 1970er und 1980er Jahren zu den späteiszeitlichen Gletscherständen im Prättigau. Darauf basierend entstanden in den Jahren 1997–2004 die «Geologische Karte des Quartärs im Prättigau» und die zugehörigen Erläuterungen (ZWAHLEN & KOBLER 2004). Eine neuere Arbeit über den spätglazialen Grossdavosersee stammt von FITZE (2009).

STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

PENNINIKUM

Das Penninikum bildet die tiefste tektonische Domäne im Gebiet des Blatts Davos und beschränkt sich auf dessen nordwestlichen und nördlichen Teil. Dessen tiefster Teil, das Unterpenninikum, besteht aus Prättigau-Flysch, der zusammen mit dem vor allem weiter nördlich und westlich ausserhalb des Blattgebiets anstehenden «Bündnerschiefer» der Grava-Decke zugewiesen wird. Darüber folgen mit der Falknis- und Sulzfluh-Decke Vertreterinnen des Mittelpenninikums. Die oberpenninische Arosa-Decke bildet die höchste penninische Einheit und besteht aus dem Totalp-Ophiolithkomplex sowie mehreren quadratkilometergrossen Schollen ostalpiner Herkunft, eingebettet in einem tektonischen Melange.

Unterpenninikum

GRAVA-DECKE

Abfolgen von «Bündnerschiefer» und Prättigau-Flysch bedecken den nordwestlichen Teil des Gebiets von Blatt Davos und kulminieren in der markanten Erhebung des Chistensteins. Nach Süden hin lässt er sich bis unterhalb der Stelli verfolgen, gegen Osten hin verschwindet er unter den höheren tektonischen Einheiten der Falknis- und Arosa-Decke. Gerade hier ist die Abgrenzung zwischen der Grava-Decke und den höheren Decken oft schwierig, weil die frühkretazischen Lithologien der Arosa-Decke in direktem Kontakt mit dem «Bündnerschiefer» bzw. Prättigau-Flysch kaum voneinander zu unterscheiden sind. CADISCH (1921) lieferte eine detaillierte Beschreibung der Gesteinsabfolge westlich der Weissfluh-Gruppe, bestehend aus «Bündnerschiefer» und Prättigau-Flysch. Die stratigraphische Einteilung von NÄNNY (1948), basierend auf TRÜMPY (1916), HÄFNER (1924), ARNI (1926) und STAHEL (1926), hat eine erste allgemein gültige lithologische Beschreibung geliefert, in der die einzelnen Lithologietypen sehr ausführlich beschrieben sind.

Die älteren Formationen, die noch zum «Bündnerschiefer» gezählt werden (hier: Gyrenspitz- und Eggberg-Formation), bestehen aus extensionsverknüpften Turbiditen eines passiven Kontinentalrands mit sehr einfacher detritischer Zusammensetzung (kontinentales Grundgebirge, triassische Kalke dominieren). Ein deutlicher Wechsel zu einem komplex zusammengesetzten Liefergebiet ist in der Ruchberg-Formation (Prättigau-Flysch) oder schon schwach in der Oberälpli-Formation zu beobachten, wie es auch aus den U-Pb-Alterspektren der detritischen Zirkone nachvollzogen werden kann (BELTRÁN-TRIVIÑO et al. 2013, S. 215f.). Signi-

fikant dafür ist das Auftreten triassischer und frühjurassischer detritischer Zirrone, die vom Südrand der Tethys stammen (BELTRÁN-TRIVIÑO et al. 2016), d.h. das detritische Material wurde aus überschobenen ost- und südalpinen Einheiten von Süden her geliefert.

«Bündnerschiefer»

S_G Gyrenspitz-Formation

Die Gyrenspitz-Formation ist im Kartengebiet im Nordwesten aufgeschlossen; sie wurde auch bei der Erstellung des Gotschnatunnels durchfahren. Es handelt sich um dicke Bänke von grauweiss bis dunkelbraun anwitternder Brekzie, Kalk, Sandkalk und Kieselkalk. Einzelne Bänke können durch dünne Lagen schiefrigen Mergels getrennt sein.

Häfner (1924) beobachtete stets eine für diese Formation charakteristische Gradierung innerhalb der dicken Bänke, die von unten nach oben den folgenden Verlauf zeigt: An der Basis der Bänke erscheinen die gröbsten Brekzienlagen, die allmählich in feinere Brekzie, Sandkalk oder Kalksandstein, Kieselkalk und dichten Kalk übergehen.

Die Grundmasse der polymikten Brekzie besteht aus feinkörnigem grauem Kalk, in dem eckige Quarz- und Dolomitbruchstücke von bis zu 5 mm schwimmen. Im feinkörnigen Zement finden sich Gross- und Kleinforaminiferen, Fossiltrümmer und Bryozoen. Der feinkörnige Sandkalk und Kalksandstein wittert blaugrau bis bräunlich an. Im muscheligen-splittrigen mikritischen Kalk («Flyschkalk», TRÜMPY 1916) finden sich alle Übergänge von reinem Kalk mit hellgrauem Bruch und graublauer Anwitterungsfarbe bis zu schwach mergeligem Kalk mit dunkelgrauem Bruch und oft ockergelber Verwitterungsfarbe. Hier fehlen Grossforaminiferen, dafür sind Kleinforaminiferen in den kalkreichen Lagen stärker angereichert (NÄNNY 1948). Im Hangenden geht die Gyrenspitz-Formation allmählich in die Eggberg-Formation über. Der graue Kalk wird gegen oben mehr und mehr durch dunkelgrauen tonreicheren schiefrigen Kalk ersetzt. Dank der Mikrofauna lässt sich das Alter der Formation auf Campanien bis frühes Maastrichtien eingrenzen.

S_E Eggberg-Formation

Die Gesteine der Eggberg-Formation sind unterhalb der Wangegg und des Seehorns sowie bei Barga und am Gaudergrat aufgeschlossen. Es handelt sich um hellgelbe bis blaugraue, gefleckt anwitternde und meist mehrere Meter mächtige Bänke von im frischen Bruch dunkelgrauem bis schwarzem, oft schiefrigem Mergel- und Kieselkalk. Die Schichtflächen des Mergel- und Kieselkalks zeigen häufig Fucoiden und Helminthoiden und sind von schwarzen Tonhäuten überzogen, die als Zwischenlagen auftreten. Durch den hohen Gehalt an kalkigen und mergeligen

Gesteinen unterscheidet sich die Eggberg-Formation noch deutlich von den stratigraphisch höheren Formationen. In Wechsellagerung mit dem Mergel- und Kieselkalk liegen dünnere grobklastische polymikte Brekzienbänke vor, deren eckige Komponenten vor allem aus Kalk und Dolomit bestehen. Im kalkigen Zement sind Grossforaminiferen sehr verbreitet; daneben finden sich auch reichlich Bryozoen sowie Fossiltrümmer, Textularien, Globotruncanen und andere Kleinforaminiferen (NÄNNY 1948). Die Mächtigkeit der Eggberg-Formation liegt im Blattgebiet bei einigen hundert Metern. Die Mikrofauna lässt das Alter der Formation zwischen Campanien und frühem Maastrichtien eingrenzen.

Prättigau-Flysch

F₀ Oberälpli-Formation

Die Oberälpli-Formation zieht im Kartengebiet von unterhalb des Chistensteins zum Drimarchspitz und weiter zur Fideriser Duranna. Sie besteht vorwiegend aus schiefrigem, ebenflächigem, anthrazitfarbenem Tonstein und Mergel in Wechsellagerung mit dunklem Kieselkalk und Glaukonit führendem Quarzsandstein («Ölquarzit»). Im Vergleich zu den älteren liegenden Formationen treten kalkige Sedimente gegenüber Tonstein und Sandstein deutlich zurück. Die Sandsteinbänke, die als Härtinge herauswittern, sind deutlich geringmächtiger als in der nachfolgenden Ruchberg-Formation. Der braunschwarz anwitternde schiefrige Tonstein tritt in dünnen Zwischenlagen auf, kann aber auch mehrere Meter mächtig werden, wie z. B. unter dem Drimachenspitz (bei Koord. 2778.340/1193.015).

In der Oberälpli-Formation finden sich keine stratigraphisch leitenden Foraminiferen. NÄNNY (1948) fand neben Bryozoen auch Lithothamnien, rotaliide Foraminiferen, Textularien und Globigerinen, ähnlich der Fauna in den feinkörnigen Lagen der nachfolgenden Ruchberg-Formation. Die Mächtigkeit der Oberälpli-Formation liegt im Kartengebiet bei 200–300 m. Aufgrund des Fehlens von Leitfossilien lässt sie sich nicht direkt datieren, dürfte aber grösstenteils im Paleozän entstanden sein.

F_R Ruchberg-Formation

Am Chistenstein und am Drimarchenspitz ist mit der Ruchberg-Formation die stratigraphisch jüngste Formation des Prättigau-Flyschs im Blattgebiet abgeschlossen (Fig. 1). Sie besteht verbreitet aus grobbankigem gelblich-grau bis schwarz anwitterndem, im frischen Bruch hellgrauem mittel- bis grobkörnigem Sandstein mit feinblättrigen schwarzen Tonsteinzwischenlagen (CADISCH 1921, HÄFNER 1924). Die bis metermächtigen Sandsteinbänke bilden oft markante Rippen und Steilstufen im Gelände.

In der Ruchberg-Formation existieren alle Übergänge von Arkosesandstein mit wenig, vorwiegend toniger bis mergeliger Matrix bis zu grobem Kalksandstein.



Fig. 1: Die mächtigen Sandsteinbänke der Ruchberg-Formation prägen das Erscheinungsbild des Chistensteins (bei Koord. 2777.725/1193.170). Blick gegen Norden. Foto A. Signer, 2013.

An der Basis der Sandsteinbänke finden sich oft Lagen von polymikter Brekzie mit kristallinen, dolomitischen, kalkigen oder tonigen Komponenten mit einem Korn-durchmesser von bis zu 5 mm. Typisch für die Ruchberg-Formation sind dünne, im Bruch dunkelgraue bis schwarze glaukonitische Sandsteinbänke. In ihrer feinkörnigsten Ausprägung zeigt der Sandstein auf der Bruchfläche einen fettigen Glanz und wird als «Ölquarzit» bezeichnet. Seltener schiefrig-feinblättriger Tonstein und Mergel tritt in bis zu 3 m mächtige Lagen zwischen den Sandsteinbänken auf und ist reich an Fucoiden.

Grossforaminiferen finden sich stets in matrixreichen Kalksandstein- und Brekzienlagen. Im Dünnschliff lassen sich neben Foraminiferen (Rotaliiden, Textularien, Globigerinen) Lithothamnien, Bryozoen und Spongiennadeln erkennen (NÄNNY 1948). Die Mächtigkeit der Ruchberg-Formation beträgt im Kartengebiet etwa 400 m. Anhand der Mikrofauna kann ihr Alter mit Yprésien angegeben werden.

Mittelpenninikum

FALKNIS-DECKE

Die Falknis-Decke tritt im Gebiet des Blatts Davos in viel geringerer Mächtigkeit als im westlichen Rätikon auf; mit Ausnahme der Trias ist ihre Schichtreihe von Jura bis Eozän aufgeschlossen (CADISCH 1921). Die Falknis-Decke zeigt auch hier die für sie typische, wie auf einer Perlschnur aufgereichte knopfartige Verbreitung. Die Falknis-Decke ist rund um die Stelli bis zum Seehorn aufgeschlossen und tritt im Stützbach bei Klosters-Selfranga nochmals an die Oberfläche. CADISCH (1921) beschrieb die Gesteine der Falknis-Decke im Gebiet westlich der Weissfluh sehr detailliert. Die stratigraphische Gliederung und Benennung folgt weitgehend ALLEMANN (2002), der in den Erläuterungen zur geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein – einer Synthese u.a. der Arbeiten von LORENZ (1901), TRÜMPY (1916), HESSE (1973), SCHWIZER (1975, 1983) und GRUNER (1976, 1981) – ebenfalls auf die einzelnen Formationen eingeht.

i₆-i₆ Panier-Formation

Die Panier-Formation (GRUNER 1981) kann mit Unterbrüchen von den im hinteren Fondei östlich des Seehorns gelegenen Aufschlüssen über Reckholdern und der Wangegg bis zur Stelli verfolgt werden. Es handelt sich um eine hellbraun bis dunkelgrau anwitternde Abfolge von im frischen Bruch schwarzem bis braunem schiefrigem Tonstein und Mergel im Wechsel mit 10–20 cm mächtigen Sandsteinbänken. Die Gesteine weisen nach CADISCH (1921) oft hohe Fe-, Pb- und Mn-Gehalte auf. CADISCH (1921) beobachtete im basalen Bereich der Überschiebungsfäche, dass die kompetenteren Sandsteinbänke hier in Linsen aufgelöst sind und unregelmässig im Schiefer schwimmend vorliegen. Die Mächtigkeit der Panier-Formation im Gebiet von Blatt Davos liegt bei wenigen Dekametern. Das vollständige Fehlen von Fossilien (TRÜMPY 1916, CADISCH 1921) erschwert eine präzise Alterszuweisung; das Alter wird von GRUNER (1981) mit Toarcien – mittleres Oxfordien angegeben.

i₇₋₈ Falknis-Brekzie

Im Gebiet von Blatt Davos fehlt – wie auch im westlichen Rätikon und im Gürgaletschgebiet – die Sanalada-Formation (GRUNER 1981, ALLEMANN 2002). Auf die Panier-Formation folgt deshalb direkt die Falknis-Brekzie («Falknisbreccien-Formation», GRUNER 1981). Die Falknis-Brekzie ist ebenfalls an der Stelli über die Wangegg, am Schafturm und am Seehorn sowie auch im hinteren Sapün auf der Haupter Alp aufgeschlossen. Sie besteht aus braungrau anwitternden und im frischen Bruch hellgrauen bis grauen Brekzien- und Konglomeratlagen. Die Matrix

ist ein oolithischer bis dichter, muscheliger brechender Kalk, der an der Basis zum Teil auch aus einer feinen Brekzie besteht. Gegen oben kann auch die Matrix zu Brekzie aufgearbeitet sein. Mit zunehmendem Matrixanteil nimmt auch der Gehalt an organogenen Trümmern zu. CADISCH (1921) beobachtete eine Abnahme der Komponentengrösse gegen oben bei gleichzeitiger Abnahme des Rundungsgrads. Als Komponenten treten auf: grüner Sulzfluh-Granit, Diorit, «Quarzporphyr» und kristalliner Schiefer sowie selten Dolomit. Die Falknis-Brekzie ist im Blattgebiet etwa 10–20 m mächtig. Ihre Untergrenze liegt zeitlich im (?späten Kimméridgien –) frühen Tithonien, die gefundenen Fossilien lassen hier keine abschliessende Einstufung zu (ALLEMANN 1956, GRUNER 1981).

i₈-c₁ Jes-Formation

Gute Aufschlüsse der Jes-Formation (GRUNER 1981) liegen nördlich der Stelli und am Chobel (nördlich von Ausserhaupt) im Sapüner Meder. Es handelt sich dabei um grau bis gelblich anwitternden, im frischen Bruch hellgrauen bis grauen Kalk mit feingeschiefertem geringmächtigen Tonsteinzwischenlagen. Der dichte schiefrig-plattige Kalk mit gelbbraunen, teilweise dunklen, als Härtlinge herauswitternden Hornsteinlagen wechselt sich mit gradierten, teilweise dolomitischen Brekzienlagen ab. Im Dünnschliff lassen sich in grosser Zahl Foraminiferen erkennen sowie *Calpionella alpina*, Milioliden, Textulariden und Rotaliden (LORENZ 1901, CADISCH 1921). Die Mächtigkeit der Jes-Formation schwankt im Kartengebiet zwischen 10 m und 40 m, ihr Alter wird von GRUNER (1981) auf spätes Tithonien bis frühestes Berriasien eingegrenzt.

c₁₋₄ Grauer Sand- und Kieselkalk, wechsellagernd mit dunklem schiefrigem Tonstein und Mergel («Neokom-Flysch»)

Bei den informell als «Neokom-Flysch» (ALLEMANN 2002) bezeichneten Gesteinen handelt es sich nicht um konvergenzgebundenen, d.h. an einem aktiven Kontinentalrand abgelagerten Flysch, sondern um Kalkturbidite aus umgelagerten Fossiltrümmern und siliziklastischem Detritus, die in einem hemipelagischen Becken eines passiven Kontinentalrands abgelagert wurden (W. Winkler, pers. Mitt. 2017). Folglich ist die Bezeichnung «Neokom-Flysch» irreführend und zu vermeiden.

Die Gesteine sind vom Seehorn über den Schafturm bis zur Stelli aufgeschlossen. Der Wechsel vom hellen Kalk der Jes-Formation gegen das Hangende ist augenfällig, handelt es sich dabei doch um eine unregelmässige Abfolge von grau anwitterndem dichtem Sand- und Kieselkalk in Wechsellagerung mit geringmächtigem dunkelgrauem schiefrigem Tonstein und Mergel. Sand- und Kieselkalk sind im frischen Bruch dunkelgrau, ihre Bankmächtigkeit variiert von 10 cm bis 50 cm. Fucoiden sind weit verbreitet. Die mit 60 m grösste Mächtigkeit erreicht

die Gesteinseinheit im Gebiet von Blatt Davos in der Nordwand der Stelli (CADISCH 1921). Das Alter kann mit mittlerem bis spätem Barrémien angegeben werden (ALLEMANN 2002).

Beim Bau des Zugwaldtunnels wurde «Neokom-Flysch» auf den ersten 250 m Felsstrecke durchfahren (s. Kap. Tunnelbauten). In Dünnschliffen aus dem Zugwaldtunnel fand B. Schwizer in dieser Einheit Echinodermen, Foraminiferen, Muschelreste, Radiolarien, Spiculae, Rhaxen und Spongien (LOCHER & KOBEL 1995). Die Aufnahme des Gotschnatunnels lässt diesbezüglich keine gesicherten Aussagen zu.

c₄₋₆ Tristel-Formation

Aufschlüsse der Tristel-Formation (SCHWIZER 1983) ziehen vom Seehorn zur Wangegg über die Stelli bis zur Rügglflue und sind auch auf der Haupter Alp bis fast hinunter nach Sapün anzutreffen. Der Übergang vom Liegenden zur Tristel-Formation erfolgt fließend, wobei der typische schiefrige Tonstein und Mergel des Liegenden allmählich verschwindet. Bei der Tristel-Formation handelt es sich um eine Abfolge gradiertter Bänke aus blaugrau anwitterndem biogenem, im frischen Bruch dunkelgrauem dichtem Kalk bis Grobsandkalk und Feinbrekzie. Das Gestein ist oft dick gebankt; im Übergang zum Liegenden sind Tonstein- und Mergellagen eingeschaltet. Unter dem Mikroskop sind im dichten, oft auch oolithischen Kalk stellenweise Quarz-, Dolomit- und Feldspatkomponenten eingebettet. In den Feinbrekzienlagen finden sich ausschliesslich Gerölle von jurassischen Gesteinen der Briançonnais-Sedimentabfolge. Makrofossilien sind selten, Mikrofossilien wie *Diplopora mühlbergii* und Foraminiferen (Milioliden) hingegen häufig, ferner findet man Bryozoen, Spongien und Crinoiden (LORENZ 1901, CADISCH 1921). Die Tristel-Formation ist meist nur einige Dekameter mächtig, lediglich im Sapün unterhalb der Rügglflue erreicht ihre Mächtigkeit über 100 m. Die Formation wird altersmässig zum spätesten Barrémien bis frühen Aptien gerechnet (SCHWIZER 1983).

c₆₋₉ Brauner, Glaukonit führender knolliger Kalk, Quarzsandstein und polymikte Brekzie («Gault-Flysch»)

Für die informell als «Gault-Flysch» (ALLEMANN 2002) bezeichneten Gesteine gilt das für die Bezeichnung «Neokom-Flysch» Gesagte analog (s.o.); auch bei diesen Gesteinen handelt es sich nicht um einen eigentlichen Flysch (W. Winkler, pers. Mitt. 2017). Einen formal korrekten Namen besitzt diese Einheit noch nicht.

Die dichten Gesteine bauen die markanten Erhebungen des Seehorns und des Schafturms im hinteren FONDEI auf. Weitere grössere Aufschlüsse finden sich im Sapün rund um die Stelli. Bei den Gesteinen handelt es sich um eine Abfolge von knolligem, typischerweise schmutziggelbem bis rostrot anwitterndem, Glaukonit führendem Kalk, Quarzsandstein und polymikter Brekzie. Die an der Basis auftre-

tenden Feinbrekzienlagen unterscheiden sich von der darunter liegenden Brekzie der Tristel-Formation durch ihre typische raue Oberfläche und eine braungraue Anwitterungsfarbe, dem häufigen Auftreten von grünen, dem Sulzfluh-Granit sehr stark ähnelnden Kristallinschmitzen (Fig. 2) und durch das Vorkommen von Glaukonit. Die Brekzie besteht aus dichtem, biotetritischem und oolithischem Kalk, darin eingestreut sind einige Millimeter grosse gelbe Dolomittrümmer sowie zu gleichen Anteilen Quarz- und Kalkkörnchen. Als Mikrofossilien finden sich im Dünnschliff Bryozoen- und Crinoidenreste. Gegen oben geht die Brekzie allmählich in Sandstein, grauen bis anthrazitfarbenen spätigen Kieselkalk und schliesslich in mächtigen Quarzsandstein über. Lagenweise kann letzterer als dunkler «Ölquarzit» ausgebildet sein, der fast ausschliesslich aus einer kieselligen Grundmasse, Quarzkomponenten und Glaukonit besteht. Hornsteinbänder sind im Quarzsandstein und im Kieselkalk häufig (CADISCH 1921). Die maximale Mächtigkeit dieser Einheit liegt bei etwa 100 m, oft ist sie deutlich geringer. Das Alter lässt sich anhand der genannten Fossilien ungefähr mit Aptien bis wahrscheinlich früherem Cénomanien angeben.

c₁₀-e₂ Couches-Rouges-Gruppe, Globorotalien-Schichten

Kleinere Aufschlüsse der kretazischen Couches-Rouges-Gruppe und der paleozänen Globorotalien-Schichten (informelle Einheit) finden sich in der Hellschluoch bei Chüpfen im Sapün, am Schafturm sowie am Seehorn beim Abstieg zum Wetterloch. Die Gesteinsabfolge besteht dort aus hellgrauem, teilweise gelblich anwitterndem splittrigem Kalk und schiefrigem Mergelkalk. Im frischen Bruch ist der Kalk blaugrau, und es finden sich massenhaft Foraminiferen, die als gleichmässig verteilte schwarze Punkte erscheinen; es handelt sich dabei um Globigerinen und Globorotalien. Der Übergang vom Liegenden in die Couches-Rouges-Gruppe erfolgt abrupt (CADISCH 1921). Eine separate Kartierung der Globorotalien-Schichten, wie sie im Falknisgebiet vorgenommen wurde (vgl. TRÜMPY 1916, ALLEMANN 1956, 2002), ist aufgrund der geringen Mächtigkeit und der wenigen Aufschlüsse kaum möglich. Die im Gebiet aufgeschlossenen Gesteine scheinen dem Übergangsbereich von Kreide (Couches-Rouges-Gruppe) zu Paläogen (älterer Teil der Globorotalien-Schichten) anzugehören. Die maximale Mächtigkeit der Couches-Rouges-Gruppe inkl. Globorotalien-Schichten beträgt etwa 20 m. Ihr Alter liegt zwischen Turonien und spätem Paleozän (ALLEMANN 1952, BERTLE & FRIEBE 2007).

e₃₋₄ Grauer schiefriger Tonstein und Mergel, plattiger Sandstein («Falknis-Flysch»)

Im Gebiet des Blatts Davos finden sich nur wenige Aufschlüsse von «Falknis-Flysch» (informelle Bezeichnung), so zwischen Stelll und Sapün sowie im Tobel



Fig. 2: Heller knolliger Kalk («Gault-Flysch») mit grüner serizitisierter und teilweise zu Talk umgewandelter Schmitze von wahrscheinlichem Sulzfluh-Granit (Aufschluss westlich des Seehorns bei Koord. 2779.150/1191.860). Foto A. Signer, 2014.

des Stützbachs bei Klosters-Selfranga. Der «Falknis-Flysch» wittert hellgrau bis grau, teilweise gelblich an und ist im frischen Bruch graublau bis dunkelgrau. Es handelt sich um blättrig-schiefrigen Tonstein bis Mergel, auf dessen Oberfläche – im Gegensatz zu den Gesteinen der Couches-Rouges-Gruppe und der Globorotarien-Schichten – keine Foraminiferen zu erkennen sind, und plattig-gebanteten, Glimmer führenden dunklen Sandstein (TRÜMPY 1916). CADISCH (1921) fand in letzterem im Dünnschliff zahlreiche Trümmer von Foraminiferen führendem Kalk des Juras der Falknis-Decke, Echinodermen, in die Matrix eingestreute Bryozoen sowie Schwammnadeln und Foraminiferen. Neben Sandsteinbänken und schiefrigem Tonstein findet sich unterhalb des Stelligipfels auch eine etwa 1,5 m mächtige Bank einer polymikten Brekzie, in der Gesteine aus der gesamten Sedimentabfolge der Falknis-Decke aufgearbeitet sind. Der «Falknis-Flysch» ist im Gebiet oft nur wenige Meter mächtig und häufig tektonisch ausgequetscht. Sein Alter ist vermutlich Yprésien (?Thanétien) bis Lutétien (ALLEMANN 2002).

SULZFLUH-DECKE

Während die Sulzfluh-Decke im nordöstlichen Teil des Rätikons mit hohen Kalkwänden das Landschaftsbild dominiert, ist sie im Gebiet von Blatt Davos nur noch bruchstückhaft vertreten. Grössere Aufschlüsse finden sich an der Zenjflue, nordwestlich der Weissfluh und bei Selfranga. Im Folgenden wird ein Überblick zu den im Kartiergebiet vorkommenden Formationen gegeben.

γ_s **Grüner Granit** («Sulzfluh-Granit»)

Die grössten Aufschlüsse des an der Basis der Sulzfluh-Decke liegenden Granits befinden sich an der Zenjflue (Fig. 3) und südlich über dem Schafturm. Dort ist der Granit in Form von Blöcken und Linsen in die Abfolge der Couches-Rouges-Gruppe der Sulzfluh-Decke eingeschuppt (CADISCH 1921). Es handelt sich um einen deformierten und ausgezogenen schiefrigen Granit, in dem nur noch stellenweise eine massige granitische Textur erhalten geblieben ist. Im frischen Bruch ist er von heller grünlicher Farbe, er wittert bräunlich an. Er weist ein mittel- bis grobkörniges Gefüge auf, mit Feldspat, Quarz und chloritisiertem Biotit als von Auge erkennbaren Hauptgemengteilen. Sekundäre, mit Kalzit gefüllte Adern im Granit (SCHÄTTI 1951) treten bei Verschuppung mit der Couches-Rouges-Abfolge auf. Die Mächtigkeit des Granits beträgt im Kartengebiet wenige Meter; er ist paläozoischen Alters.

Im Dünnschliff ist der Sulzfluh-Granit von hypidiomorpher und körniger Textur. Meist ist er stark kataklastisch deformiert und linsenförmig bis schiefrig ausgezogen. Quarz ist xenomorph, die Plagioklase wurden fast vollständig serizitisiert, untergeordnet sind auch Orthoklas und Mikroklin vorhanden. Das Mengenverhältnis von Quarz zu Feldspat variiert stark, Biotit ist fast vollständig chloritisiert und weist zahlreiche Apatiteinschlüsse auf (GEES 1955). Als weiterer dunkler Gemengteil finden sich einige kleine Hornblendesäulen (TRÜMPY 1916).

i_{7-8} **Sulzfluh-Kalk**

Der wandbildende Sulzfluh-Kalk (OTT 1969) ist rund um die Zenjflue (Fig. 3) und bei Klosters-Selfranga im Tobel des Stützbachs aufgeschlossen. Beim Bau des Zugwaldtunnels wurde er auf einer Strecke von ca. 40m durchfahren. Der Sulzfluh-Kalk bildet auffallend weisse bis hellgraue Felswände. Im frischen Bruch ist der Kalk leicht gelblich bis hellgrau und feinkörnig oder oolithisch bis massig. Eine Bankung ist nicht zu erkennen. Die maximale Mächtigkeit im Gebiet liegt bei etwa 80m, oft ist sie jedoch deutlich geringer. Das Alter kann mit spätem Kimméridgien bis Tithonien angegeben werden (CADISCH 1921).

c_8-e_2 **Couches-Rouges-Gruppe, Globorotalien-Schichten**

Die vorhandenen Aufschlüsse der spätkretazischen Couches-Rouges-Gruppe sowie der paleozänen Globorotalien-Schichten (informelle Einheit) beschränken

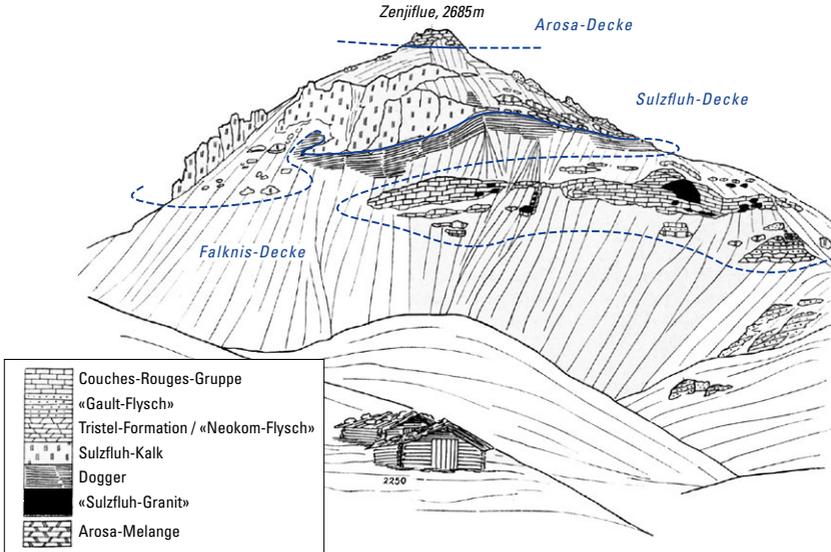


Fig. 3: Zengjflue von der Haupter Alp aus gesehen (Blick gegen Norden) und von CADISCH (1921, Fig. 3, leicht verändert) aufgenommen. Sulzfluh-Kalk liegt hier dem «Neokom-Flysch» der Falknis-Decke auf und wurde seinerseits von der darüber liegenden Arosa-Decke überfahren. Die Gesteine und tektonischen Kontakte (blau, ergänzt) sind intensiv verfaultet. Der Sulzfluh-Kalk baut beiderseits der Zengjflue die wie Zähne in den Himmel ragenden hellen Felstürme auf.

sich wie diejenigen der anderen Lithologien der Sulzfluh-Decke auf die Zengjflue, den Bereich zwischen Schafturm und Weissfluh sowie auf das Stützachtobel bei Selfranga. Die Couches-Rouges-Gruppe der Sulzfluh-Decke ist von derjenigen der Falknis-Decke im Kartengebiet kaum zu unterscheiden (CADISCH 1921). Es handelt sich ebenfalls um hellgrauen splittrigen Mergelkalk vermutlich des Basisbereichs der Globorotalien-Schichten, der selten auch als schwach sandiger Kalk vorliegen kann. Eine rote Färbung der Couches-Rouges-Gruppe, wie sie ALLEMANN (1956) für das Gebiet des Fürstentums Liechtensteins beschrieben hat, wurde im Kartengebiet nicht beobachtet. Oft ist der Mergelkalk rekristallisiert, und die Schieferungsflächen sind mit Tonhäuten überzogen. Unter dem Mikroskop stellen – wie in der Falknis-Decke – Globigerinen neben Globorotalien den Grossteil der Mikrofossilien (CADISCH 1921). Die Gesteine der Couches-Rouges-Gruppe lagern scharf begrenzt diskordant auf dem Sulzfluh-Kalk des Späten Juras (ALLEMANN 1952). Die Mächtigkeit der Couches-Rouges-Gruppe beträgt im Gebiet 20–30 m. Ihr Alter wird in Anlehnung an ALLEMANN (1952) mit spätem Al-

bien bis Maastrichtien angegeben. Die hangenden Globorotalien-Schichten werden zeitlich ins Paleozän eingestuft (BERTLE & FRIEBE 2007).

e₂₋₃ Grauer schiefriger Mergel, Kiesel- und Feinsandkalk
 («Sulzfluh-Flysch»)

«Sulzfluh-Flysch» findet sich im Kartengebiet lediglich am Nordwestsporn der Zenzflue. ALLEMANN (1956) beobachtete auf dem Gebiet des Fürstentums Liechtenstein einen allmählichen Übergang von den Globorotalien-Schichten zum Flysch. An der Zenzflue wird der Flysch vom Sulzfluh-Kalk tektonisch überlagert, der Kontakt ist jedoch von geringmächtigem Hangschutt verdeckt. Der «Sulzfluh-Flysch» wittert schmutzig braun bis dunkelbraun an und besteht aus einer Abfolge von schiefrigem grauem Mergel und dünnbankigem Kiesel- und Feinsandkalk. Seine Mächtigkeit beträgt etwa 30m, er entstand vermutlich im frühen Paleozän–Eozän.

Oberpenninikum

AROSA-DECKE

Die Arosa-Decke bildet eine lithologisch sehr heterogen aufgebaute tektonische Einheit im Übergangsbereich der penninischen und ostalpinen Decken. CADISCH (1921) erkannte den das Gebiet prägenden Schuppenbau in dieser Einheit; für ihn bestand die «Aroser Schuppenzone» vor allem aus den heute zum Unterostalpin zählenden «Casanna- und Weissflussschuppen», deren überwiegend mesozoischen Sedimentabfolgen auch heute dem ostalpinen Ablagerungsraum zugewiesen werden. Der Ophiolithkomplex hingegen wurde von CADISCH (1921) als «lagerförmige submarine Intrusion in die jurassischen Gesteine» der ostalpinen Schichtreihe aufgefasst, dies im Gegensatz zu R. Staub, der ihn dem «penninischen Wurzelgebiet» zuwies (CADISCH 1921, S. 44). TRÜMPY (1960) stellte schliesslich die Ophiolith führende «Aroser Schuppenzone» ins Penninikum und grenzte sie vom ophiolithfreien Ostalpin ab.

Heute wird die Arosa-Decke als tektonisches Melange aufgefasst. Wegweisend für das Verständnis des Konzepts tektonischer Melanges waren die Arbeiten v.a. von Hsü (1968, 1973, 1974); er zeigte auf, dass Granitblöcke und flachmarine Schelfkarbonate innerhalb einer Ophiolithzone als exotische Blöcke zu betrachten sind und zu einem tektonischen Melange gehören. WEISSERT (1974, 1975) griff dieses Konzept tektonischer Melanges auf und erkannte, dass es sich bei seiner «Gotschnagrat-Schuppe» aufgrund der durchwegs tektonischen Kontakte zu den verschiedenen Blöcken um ein eigentliches Melange handelt. LÜDIN

(1987) untersuchte schliesslich in seiner Dissertation die synorogenen Fazies-typen, d.h. die Flyschabfolgen und Melangetypen der Arosa-Decke im Gebiet Rätikon-Mittelbünden. Er konnte zeigen, dass die Flysch-Serien nur teilweise als individuelle Lithologien erhalten sind; in einzelnen Fällen treten sie als sogenannte Broken Formations (in Anlehnung an HSÜ 1968 und RAYMOND 1984) auf, meistens jedoch sind sie in tektonischen Melanges aufgearbeitet. Als Broken Formations bezeichnet er intensiv zerscherte, lithologisch monogene Gesteinspakete, in die keine fremden Lithologien eingeschuppt sind (LÜDIN 1987, S. 95). Aufgrund des lithologischen Inhalts können einerseits monogene (intraformationelle) Melanges (Typen A, B), die nur Elemente aus einer Faziesassoziation enthalten, und andererseits polymikte (hybride) Melanges (Typen C, D, E), die aus Lithologien verschiedener Faziesassoziationen aufgebaut sind, voneinander unterschieden werden. Neben diesen Faziestypen treten in der Arosa-Decke isolierte Schollen unterschiedlicher Dimensionen aus südpenninischen und unterostalpinen Lithologien auf. Gemäss MANATSCHAL & NIEVERGELT (1997) entsprechen die unterostalpinen Blöcke und Schollen Resten der kontinentalen Kruste bzw. deren Sedimentbedeckung, die entlang flacher Abscherhorizonte als Extensional Allochthons auf abgescherte subkontinentale Mantelgesteine geschoben wurden.

Die innerhalb der Arosa-Decke gemeinsam auftretenden südpenninischen und ostalpinen Gesteinseinheiten («tektonische Mischzone» nach LÜDIN 1978) werden im Folgenden getrennt nacheinander beschrieben, zunächst die südpenninischen (ozeanischen) Einheiten, danach diejenigen der ostalpinen (kontinentalen) Schollen. Es sind dies die Dros-, Gotschwang-, Weissfluh- und Haupterhorn-Schollen. LÜDIN (1987) nimmt aufgrund der datierten jüngsten Sedimentgesteine im Melange an, dass es in der Späten Kreide gebildet wurde, als der ehemals passive zu einen aktiven Kontinentalrand wurde; allfällige kretazische Strukturen wurden seiner Auffassung nach durch die nachfolgende paläogene Kollision stark überprägt.

TOTALP-OPHIOLITHKOMPLEX

WEISSERT & BERNOULLI (1985), die sich u.a. intensiv mit dem Ophikalzit des Totalp-Ophiolithkomplexes befassten, postulierten einen an Transformbrüche gebundenen südpenninischen ozeanischen Bereich für die Bildung des Ophioliths. MANATSCHAL et al. (2003) zufolge ist der Totalp-Ophiolithkomplex gekennzeichnet durch die Vorherrschaft von Serpentin mit geochemischen und petrographischen Charakteristika subkontinentaler Mantelgesteine (TROMMSDORFF et al. 1993), geringen Vorkommen von Gabbro und Basalt, dem Fehlen eines Sheeted-Dyke-Komplexes sowie dem Vorhandensein von Krustenblöcken kontinentalen Ursprungs (FROITZHEIM & MANATSCHAL 1996, MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997). Daher führen diese Autoren seine Bildung nicht auf Exhumierung an einem mitelozeanischen Rücken, sondern entlang flacher lithosphärischer Abscherhorizonte in einer Ozean-Kontinent-Übergangszone zurück.

Beim Totalp-Ophiolithkomplex handelt es sich um eine verkehrt liegende Abfolge von Serpentin, Ophikalzit und pelagischen Sedimenten innerhalb der Arosa-Decke (PETERS 1963, BERNOULLI & WEISSERT 1985). PICAZO et al. (2013) hingegen interpretieren den Serpentin als oberste Einheit einer eigenständigen Schuppe, die auf den Ophikalzit und die assoziierten ozeanischen Sedimente überschoben ist.

$\pi\varepsilon$ **Peridotit**

Kaum serpentinisierter Peridotit, in dem ein Grossteil der ursprünglichen Mantelmineralien noch vorhanden ist, ist im Gebiet von Blatt Davos nicht sehr verbreitet. Ein gut erhaltener Aufschluss von einigen 100 m² findet sich etwa 500 m nördlich der Wasserscheidi bei Koord. 2780.405/1190.190. Beim Peridotit handelt es sich um ein ockerfarben anwitterndes, im frischen Bruch grünes bis schwarzes Gestein, das aus Olivin, Klinopyroxen, Orthopyroxen, Spinell und teilweise Titanpargasit besteht. Die herauswitternden, zentimetergrossen Chromspinelle verleihen dem Peridotit eine raue Oberfläche. Zentimeterdicke, teilweise boudinierte Pyroxenitgänge (siehe unten) verlaufen parallel zur Foliation und wittern an der Oberfläche ebenfalls als Härtlinge heraus. Neben wechselnden Anteilen an Klino- und Orthopyroxen enthält der Pyroxenit auch Chromspinell, Pargasit und selten Phlogopit (BERNOULLI et al. 2004).

Deformierter Peridotit und feinkörniger Peridotitmylonit sind sehr auffällige Gesteine. Sie treten in zentimeterdicken Adern sowie in Aufschlüssen von einigen 10 m² bis zu 1000 m² auf und finden sich beispielsweise am Weg von der Parsennhütte in Richtung Totalp, am Schwarzhorn-Südgrat oder am Totalphorn. Es sind im Gelände leicht erkennbare und auffallend ockergelb anwitternde Gesteine, die von hellen, millimeter- bis zentimeterdicken Serpentinadern durchschlagen und dadurch in rundliche Abschnitte geteilt werden (Fig. 4). Die Serpentinadern wittern deutlich stärker zurück als der härtere Peridotit, was dem Gestein ein blumenkohlartiges Aussehen verleiht. Peridotitmylonit bricht bevorzugt entlang den Serpentinadern, was im frischen Bruch zu einer schwarz glänzenden Farbe führt. Erst im Anschnitt zeigt sich, dass der feinkörnige Peridotitmylonit zum grössten Teil nicht serpentiniert ist.

PETERS (1963) beschreibt den Peridotitmylonit als Gestein mit einer dichten, extrem feinkörnigen Grundmasse (Korndurchmesser ca. 1 μm), die optisch nicht näher bestimmbar ist. Durch Züge von feineren und gröberen Lagen entsteht eine bänderartige Paralleltexur, die runde und ovale Porphyroklasten (Enstatit, Augit, Chromspinell, Olivin) in fluidaler Textur umgibt. Röntgenaufnahmen des Peridotitmylonits zeigen, dass dieser vorwiegend aus Olivin ($\text{Fo}_{95}\text{Fa}_5$) und Serpentinmineralien (Chrysotil und Lizardit) sowie wenig Ortho- und Klinopyroxen besteht (PETERS 1963). Die feine Grundmasse wird von zahlreichen erzgefüllten kleinen Adern, seltener von kleinen Serpentinangängen durchzogen.



Fig. 4: Aufschluss von Peridotitmylonit zwischen Parsennhütte und Totalpsee (bei Koord. 2781.650/1190.810). Die hellen Serpentinadern teilen den ockerfarbenen anwitternden Peridotit in dezimetergrosse Bereiche. Foto A. Signer, 2013.

Pyroxenitknollen und -adern

Pyroxenit findet sich in schmalen, wenige Zentimeter bis Dezimeter dicken Lagen oder als kleine knauerartige Nester im Peridotit (Fig. 5) und Augit-Serpentin (GEES 1955, s. u.). Die Vorkommen sind auf der Karte mit einem Symbol dargestellt. Die Pyroxenitgänge lassen sich je nach Lokalität bis zu mehrere Zehnermeter verfolgen. Der meist massige, selten leicht schiefrige Pyroxenit wittert rostbraun an und variiert im frischen Bruch zwischen einem hellen und dunklen Graugrün.

PETERS (1963) unterschied folgende Pyroxenittypen: Chromspinell-Pyroxenit, Ceylonit-Pyroxenitadern und -knollen, Pyrop-Ceylonit-Pyroxenit und spinellfreier Pyroxenit. Zwischen Höhenweg und Stützbach (bei Koord. 2782.325/1191.200) sowie auf Parsennmeder (2784.000/1191.500) fand er zwei Vorkommen von Ceylonit-Pyroxenitknollen mit Durchmessern von 5 bis 20 cm. Frischer Pyroxenit wird darin von einer schwarzen serpentinierten Schale umgeben, Serpentin füllt die Hohlräume zwischen den Kugeln aus.



Fig. 5: Pyroxenitgang in einem wenig serpentinisierten Peridotit (Lherzolith) im Obersasställi (bei Koord.2780.405/1190.190). Foto A. Signer, 2013.

O_{st} Serpentinitt i.Allg.

Praktisch vollständig serpentinisierte Gesteine finden sich auf der Totalp unterhalb des Höhenwegs oder südöstlich der Zenjflue. Oft sind sie mit Ophikalzit vergesellschaftet; eine scharfe Trennung von nur teilweise serpentinisierten Bereichen ist meist nicht möglich (GEES 1955). Der Serpentinitt ist, besonders in der Nähe zu tektonischen Kontakten, stark zerbrochen und geschiefert, Flächen mit Rutschharnischen sind glänzend. Im frischen Bruch ist der Serpentinitt grün-schwarz. Nahe tektonisch gestörten Bereichen ist die Textur schlierig, ansonsten homogen. Als Hauptgemengteile finden sich nach PETERS (1963) Chrysotil und Lizardit, als Nebengemengteile Magnetit, Rutil, Titanit und Granat (Gross₅₅Andr₄₅). Nur selten finden sich Relikte von Augit und Enstatit, von Spinell sind lediglich noch Umwandlungsprodukte vorhanden.

O_{sa} *Augit-Serpentinit*

Aufschlüsse von Augit-Serpentinit finden sich am Weissfluhjoch, am Schaffläger- und Mittelgrat, am Schwarzhorn, rund um den Totalpsee, am Totalphorn und an dessen östlichen Abhang zum Totalpbach. Augit-Serpentinit wittert gelb- bis rostbraun an, im frischen Bruch ist es ein massiges, selten geschiefertes mittel- bis grobkörniges Gestein von dunkelgrüner bis schwarzer Farbe. Tektonisierte Rutschflächen zeichnen sich oft durch einen starken Fettglanz aus. Auf der Oberfläche finden sich herauswitternde Einsprenglinge von grüngrauem, teilweise bronzefarben anwitterndem Augit, bis zu 1 cm Durchmesser aufweisendem Enstatit, goldgelbem Lizardit und seltener dunkelbraunem derbem Picotit. Eine Vielzahl von hell- bis dunkelgrünen, massigen bis faserigen Serpentinadern durchziehen den Augit-Serpentinit. Die Dicke der Adern variiert zwischen weniger als einem Millimeter bis zu fünf Zentimeter. Auch die häufig auf Klüften auftretenden Rutschharnische sind oft mit faserigem Serpentin überzogen. Die Augite sind vielfach in parallel verlaufenden Lagen angeordnet, die den Eindruck einer Bänderung vermitteln und durch Herauswittern besonders auffallen.

GIGER (1985) beschreibt in einer 100 m östlich des Weissfluhjochs stammenden Probe den Modalbestand der Hauptgemengteile (in Vol.-%) wie folgt: Serpentinminerale (60–70; vorwiegend Chrysotil und Lizardit gemäss PETERS 1963), Augit (20–25), Enstatit (3–5) sowie verschiedene Erze (5–10), bei denen es sich gemäss PETERS (1963) vorwiegend um Rutil, Titanit, Magnetit und Pentlandit handelt; Nebengemengteile sind Chromspinell, Olivin, Aktinolith, Chlorit, Granat (Gross₅₅ Andr₄₅) und Heazlewoodit. PETERS (1963) stellte fest, dass 20–40% der Mineralien im Augit-Serpentinit noch aus dem primären Bestand vorliegen; aufgrund des Mengenverhältnisses von Olivin zu Pyroxen sowie von Klino- zu Orthopyroxen handelte es sich beim Ausgangsgestein um einen angereicherten Spinell-Lherzololith (vgl. BALL 1897). Wo dieser nur partiell serpentiniert wurde (Fig. 6), blieb ein Grossteil der ursprünglichen Mantelminerale erhalten. Der hohe Na₂O-Gehalt (bis zu 2,1 Gew.-%) und Al₂O₂-Gehalt (bis zu 7,6 Gew.-%) in den untersuchten Klinopyroxenen deutet darauf hin, dass sich der Peridotit an einem relativ kleinen und kurzlebigen Grabenbruch nahe dem ehemaligen Kontinentalrand gebildet hat (PETERS & STETTLER 1987, MÜNTENER et al. 2004). Im Obersasställi befindet sich der Aufschluss (bei Koord. 2780.405/1190.190) eines partiell serpentinierten Lherzololiths. Das Gefüge weist eine fluidale Bänderung mit parallel dazu verlaufenden Pyroxenitgängen auf, die teilweise boudiniert sind.

O_{sk} *Serpentinit mit weissen Kalzitadern*

Serpentinit mit weissen Kalzitadern ist besonders zwischen den roten und graugrünen Ophikalzittypen sowie dem Augit-Serpentinit eingeschaltet, so beispielsweise am Ostgrat des Schwarzhorns zum Stützbach hin, im Tobel des Stützbachs oder im Delenwald. Im Gegensatz zum Serpentinit i. Allg. wird das Gestein

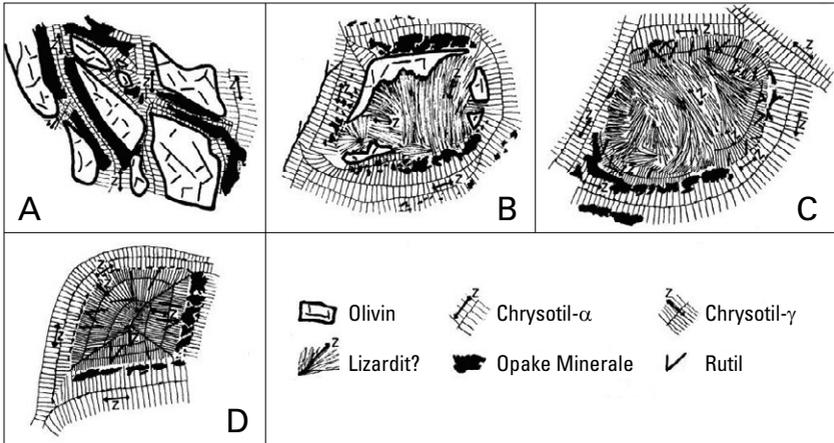


Fig. 6: Stadien der Serpentinisierung von Olivin im Serpentin (PETERS 1963, Fig. 34), gezeichnet anhand mikroskopischer Beobachtungen. Vergrößerung ist ca. 1000-fach, Pfeile geben die Richtung der optischen Indikatrix-Achse Z an. A: Zerteilung eines Olivinkristalls durch Schnüre von gelbgrünem pleochroitischem Chrysotil- α . B: Der Olivinkristall wandelt sich weiter in eine gelbliche, fächerförmig angeordnete Serpentinart (Lizardit?) mit positiver Elongation um. C: Olivin ist komplett serpentinisiert, es beginnt die Umwandlung des fächerförmigen Serpentin, woraus faserige Chrysotilbänder mit positiver Elongation entstehen. Rutilnadeln werden reichlich abgeschieden. D: Die Umwandlung in einen Netzserpentin ist abgeschlossen. Umrandet von Chrysotil- α -Fasern liegen zahlreiche konzentrisch angeordnete Chrysotil- γ -Fasern. Im Innern konzentriert finden sich v.a. Rutilnadelchen, gegen aussen hin dagegen viel massiger, derber, oder auch pigmentartiger Magnetit.

hier von einem groben Netz aus grobkristallinen Kalzitadern durchschlagen. Diese Kalzitadern sind einige Zentimeter dick und besitzen häufig in der Mitte einige mehr oder weniger zusammenhängende Serpentinlagen oder Serpentinbruchstücke. Der Serpentin innerhalb dieses Adernetzes erweist sich im Dünnschliff als meist vollständig serpentinisiert oder als stark serpentinisierter Augit-Serpentin. Dieselben weissen Kalzitadern finden sich auch im Ophikalzit, wo sie ebenfalls sämtliche Strukturen durchschlagen.

O_k Ophikalzit

Aufschlüsse von Ophikalzit finden sich östlich der Zenjflue und verbreitet vom Obersasstäli rund um das Schwarzhorn bis hinunter zur Stützalp, von wo sie weiter bis zur Schwarzseealp verfolgt werden können. Ein weiterer, wichtiger Aufschluss befindet sich am Fuss des Grünhorns nahe bei Pkt. 2320.

Beim Ophikalzit handelt es sich um eine polymikte Brekzie, die in grabenartigen Strukturen im Serpentin auftritt. Die Ophikalzitzonen können bis zu mehrere Zehnermeter breit sein. Die Brekzie besteht aus Serpentin Komponenten, die millimeter- bis dezimetergross sein können. Sie sind in einer grauen oder roten Karbonatmatrix eingelagert. In roten oder grauen Karbonaten, die Risse und Spalten im Serpentin füllen, sind z.T. Sedimentstrukturen enthalten. Der Ophikalzit ist schlecht gebankt und häufig geschiefert, die kalzitische Matrix ist vollständig rekristallisiert. Ausser Gesteinsbruchstücken treten auch Mineralien wie Serpentin, Aktinolith, Klinochlor und Klinopyroxen auf. Überwiegt der Serpentinanteil, so ist dieser von meist mikroparitischen Kalzitadern mit kleinen Serpentinbruchstücken durchzogen. Neben parallellaminiertem Serpentinitsand findet man gradierte Lagen mit Ophiolith-Detritus (WEISSERT & BERNOULLI 1985, BERNOULLI & WEISSERT 1985). WEISSERT & BERNOULLI (1985) zeigten anhand der Kohlenstoffisotopen der Kalzitadern und der roten Kalkmatrix, dass das Karbonat aus Meerwasser ausgefällt wurde. Hinweise auf hydrothermale Prozesse geben Granat- und Pyritimpregnationen des Ophikalzits (WEISSERT & BERNOULLI 1985, FRÜH-GREEN et al. 1990, MATEEVA et al. 2017). In der Regel sind die Ophiolithe scharf von den Karbonaten abgegrenzt. Das Verhältnis Matrix/Komponenten variiert jedoch beträchtlich, und es sind alle Übergänge von reinem mikritischem Kalk über matrixgestützte Brekzie und klastengestützte Brekzie bis zu reinem Serpentin zu beobachten (GEES 1955). Die Serpentin Komponenten zeigen oft eine schlierige bis flaserige Textur und werden von Kalzitadern unterschiedlicher Fragmentierungs- und Zementationsphasen durchschlagen. Es handelt sich beim Ophikalzit vermutlich um eine tektonisch-sedimentär gebildete Brekzie, die sich während der Öffnung des Piemont-Liguria-Ozeans entlang flach einfallender listrischer Abschiebungen gebildet hat. Das Bildungsalter des Ophikalzits ist Bajocien oder Bathonien-Kimmeridgien (BILL et al. 2001).

Im Obersasstalli beschreiben PICAZO et al. (2013) im alpin nicht überprägten Ophikalzit eine besondere Störungsbrekzie («serpentine cataclasite and gouge», etwa bei Koord. 2780.625/1190.775, vgl. Karte), die sie als präalpine (jurassische) Abschiebung interpretieren – verantwortlich für die Exhumierung der Mantelgesteine am äussersten Kontinentalrand.

WEISSERT (1975) beschreibt 500 m südwestlich der Bergstation Gotschna einen Aufschluss, an dem er am Kontakt des Ophikalzits zum Radiolarit eine polymikte Brekzie fand. Neben den ophiolithischen Komponenten finden sich in der chloritischen Matrix auch millimeter- bis zentimetergrosse kantige bis kantengerundete granitische Fragmente (Quarzphyllit, Muskovit, Plagioklas). Die Brekzie wird von Chertlagen im Millimeterbereich durchsetzt. Bei der Parsennhütte fand er zudem 10–100 m mächtige Pakete von Radiolarit und grauem mikritischem Kalk, die tektonisch in den Ophikalzit eingelagert sind.

O_b Kristallin-Serpentinitbrekzie

Ein schöner Aufschluss einer Kristallin-Serpentinitbrekzie befindet sich unweit des Wanderwegs zwischen Parsennhütte und Parsennfurga (bei Koord. 2781.325/1191.450). Die Kristallin-Serpentinitbrekzie wurde durch einen grobkörnigen submarinen Schuttstrom gebildet. Als Ausdruck des ehemals räumlich engen Nebeneinanders von ozeanischer und kontinentaler Kruste (WEISSERT & BERNOULLI 1985) trifft man in der rötlichen matrixgestützten Brekzie mit chaotischem Gefüge Mantelgesteine (v.a. Serpentinit), ozeanisches Krustenmaterial (Metagabbro), kataklastische Komponenten der kontinentalen Kruste sowie Teile ihrer Sedimentbedeckung (hell- und dunkelgrauer sowie roter kalkiger Schiefer und roter Tonschiefer, vgl. GEES 1956 und PETERS 1963). Die kontinentalen Komponenten entstammen entlang flacher Störungen (Low-angle Detachments) abgegleiteten Schollen oder Gesteinspaketen (Extensional Allochthons, MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997).

O_{γa} Metagabbro

Metagabbro kommt im Gebiet von Blatt Davos nur in kleinen isolierten Aufschlüssen vor, z. B. auf der Mittelalp (Koord. 2783.590/1191.155) oder zwischen Parsenn und der Parsennfurka (2781.370/1191.450). Es handelt sich um massige bis foliierte mittel- bis grobkörnige Gesteine, deren Kristalle hypidiomorph ausgebildet sind. Die Gesteinsfarbe variiert mit dem Gehalt an hellen und dunklen Mineralien. So weist der Metagabbro bei geringem Hornblendeanteil eine hellgraue bis weisse Farbe auf. Überwiegt der mafische Anteil und enthält das Gestein nur wenig Plagioklas, so erscheint es in einem dunklen Graugrün. Neben den beiden Hauptgemengteilen Plagioklas (Anorthit) und Hornblende beschreibt GEES (1955) auch Chlorit, Epidot-Klinozoisit, Serizit, Titanit, Ilmenit und Limonit. Bislang sind weder Alter noch Genese geklärt. Die Platznahme des Gabbros könnte während des Perms in der kontinentalen Kruste erfolgt sein, oder es könnte sich um jurassische Intrusionen handeln, die in die subkontinentalen Mantelgesteine intrudierten.

O_{δβ} Metabasalt

Basische Extrusiva finden sich vereinzelt nahe der Überschiebungsfläche der Arosa-Decke auf die Sulzfluh- bzw. Falknis-Decke, z. B. nordöstlich des Zenjfluegipfels und an der Schwerzi, von wo sie weiter am Westhang der Weissfluh bis nach Wallbrünnen ziehen. Grössere Vorkommen sind nördlich des Gotschnagrats im Bündiwald aufgeschlossen. Es handelt sich um meist massige, vereinzelt schiefrige Gesteine, die beige, rostrot oder hellgrün anwittern. Im frischen Bruch sind sie grün, grün-rot gesprenkelt oder weisen eine graue bis rötliche Färbung auf. Der Dolerit kann in seiner gröberen Variante ein intersertales Gefüge aufweisen, in

dem Feldspat zu erkennen ist. Es finden sich aber auch arboreszierende und vario-lithische Varietäten. Hauptgemengteile sind Albit, sekundär gebildetes Karbonat und je nach Farbe Chlorit oder Hämatit. Als Nebengemengteile finden sich Titanit-Leukoxen, teilweise Aktinolith und Hornblende sowie Quarz auf Klüften; akzes-sorisch kommt auch Epidot-Zoisit vor (GEES 1955).

Im Kontakt mit kalkigen Sedimenten sind die basischen Extrusiva dem Ophi-kalzit sehr ähnlich und kaum von Serpentinitt oder Diabas zu unterscheiden. PETERS (1963) beschreibt einen Aufschluss nordwestlich der Weissfluh (bei Koord. 2779.350/1190.350), wo er zwischen flyschähnlichem kalkigem Schiefer kopf- bis faustgrosse Pillows in einer kalkigen Zwischenmasse fand. An der Schwerzi ist das Gestein ebenfalls stark von kalzitischem Material durchzogen (CADISCH 1921).

i₆₋₈ Roter und grüner Radiolarit, roter kieseliger Tonschiefer

Innerhalb des Totalp-Ophiolithkomplexes findet sich Radiolarit («Radiolarit-Formation» bei LÜDIN 1987) westlich der Station Davos-Laret, auf der Schwarzsee-alp, an verschiedenen Stellen auf Parsenn sowie nördlich und westlich unterhalb der Weissfluh. Am Fuss des Grünhorns (nahe Pkt. 2320) überlagert Radiolarit stratigraphisch den Ophikalzit. Der Radiolarit ist ein gut gebankter (cm-dm) dichter Hornstein, der spröd bis muschelrig bricht. Er wittert grau bis schwarz an, im frischen Bruch ist er von rostroter, seltener grüner, grauer oder violetter Farbe. Unter der Lupe sind in der kieseligen, selten tonigen Grundmasse Radiolarien als dunkle Punkte (Silexkügelchen, Radiolarian Moulds) sichtbar. Daneben findet sich Muskovit, chloritisierter Biotit, Picotit und Orthopyroxen (GEES 1955). Die einzelnen Bänke liegen entweder im direkten Kontakt zueinander oder sind durch milli-meter- bis zentimetermächtige kieselige Tonschieferlagen voneinander getrennt. An der Basis des Radiolarits finden sich gradierte Lagen aus Ophikalzitschutt (BERNOULLI et al. 2004).

Im Totalp-Ophiolithkomplex wechseln sich grauer mikritischer Kalk («Calpi-onellenkalk», s.u.) und Radiolarit sowohl in horizontaler als auch vertikaler Rich-tung ab. In Bereichen mit dickbankigem Radiolarit und wenig Tonschiefer beob-achtete LÜDIN (1987) isoklinale Falten. Im Totalpgebiet liegt die Abfolge aus Serpentinitt, Ophikalzit und Radiolarit verkehrt (WEISSERT & BERNOULLI 1985). CADISCH (1921) schätzt die Mächtigkeit des Radiolarits auf 0–40 m, LÜDIN (1987) auf wenige Meter bis max. 30 m. Nach BAUMGARTNER (1984) beginnt die Radio-laritsedimentation bereits im Callovien, gemäss BILL et al. (2001) umfasst sie den Zeitraum Bajocien oder Bathonien–Kimméridgien.

Unterhalb des Grünhorns bei Pkt. 2320 sind Spuren hydrothermaler Prozesse im Ophikalzit und auf den unteren Metern des Radiolarits erkennbar. Beide Litho-logien, Ophikalzit und Radiolarit, enthalten grosse Mengen an Pyrit, der auf schwe-felreiche, hydrothermale Fluide hinweist (vgl. MATEEVA et al. 2017). Der pyritimprä-nierte Radiolarit erscheint im Feld als gelbliches, stark verwittertes Gestein.

i₈-c₁ Grauer mikritischer Kalk («Calpionellenkalk»)

Aufschlüsse mit grauem mikritischem Kalk finden sich im Totalp-Ophiolithkomplex zwischen Parsennhütte und Parsennfurrga, unterhalb des Kreuzwegs, westlich der Weissfluh, beim Ober- und Untersäss nördlich der Casanna sowie beim Gschwantenboden oberhalb des Tunnelportals Selfranga. Bei diesem Kalk handelt es sich um hellgrauen bis grauen, selten grünlichen oder rötlichen dünnbankigen bis blättrig-schiefrigen mikritischen Kalk. GEES (1955) beschied dem Kalk am Wildfräulitschuggen eine durchwegs etwas hellere Färbung, von CADISCH (1921) und GEES (1955) wurde er als «Aptychenkalk» bezeichnet, andernorts auch «Calpionellenkalk» (WEISSERT & BERNOULLI 1985) bzw. «Calpionellenkalk-Formation» genannt (LÜDIN 1987). Neben Hornsteinknauern können dünne Ton- und Mergelhäutchen auftreten, die rotbraun bis schwarz anwittern. In der feinkörnigen Kalzitmatrix liegen, entweder willkürlich verteilt oder in Streifen angeordnet, Körner von Quarz, Muskovit, Biotit, Chlorit und Feldspat; in dünnen Schlieren kann auch feinschuppiger Serizit auftreten. Kalzitadern durchschlagen das Gestein.

Der stratigraphische Kontakt zum Radiolarit ist häufig erhalten (LÜDIN 1987), am Gotschnagrat lässt sich ein allmählicher Übergang vom Radiolarit zum mikritischen Kalk beobachten. So findet sich am Fuss des Grünhorns bei Pkt. 2320 eine verkehrt liegende Abfolge von Ophikalzit, Radiolarit und «Calpionellenkalk» (s.o.), die dort im untersten Abschnitt aus einer Wechsellagerung von grauem rekristallisiertem Kalk und zwischengelagertem rotem oder violetter Kieseliefer besteht. In den bis zu 20 cm mächtigen Kalkbänken konnte WEISSERT (1975) *Calpionella alpina*, *Tintinopsella Ionga* und *Tintinopsella carpathica* des Berriasiens identifizieren; die Basis der Formation liegt demnach im oberen Tithonien (WEISSERT 1975, LÜDIN 1987). Die Schichtmächtigkeit im Gebiet liegt bei etwa 20–60 m (10–20 m gemäss CADISCH 1921).

c₁₋₄ Palombini-Formation

Grössere Aufschlüsse der Palombini-Formation (vgl. LÜDIN 1987) finden sich westlich der Weissfluh, an der Zenjiflue und im Drostobel. Die Palombini-Formation geht graduell aus dem unterlagernden «Calpionellenkalk» hervor, die erste schwarze Lage definiert ihre Basis (LÜDIN 1987). Dunkler mikritischer Kalk in Wechsellagerung mit grünlich-grauem bis schwarzem kieseligem, gelegentlich mergeligem Tonschiefer kennzeichnet die Formation; gelegentlich treten typische zentimetermächtige Hornsteinlagen als Verkieselungsränder an den Bankunter- und -obergrenzen auf. Der fossilarme und meist massige Kalk wittert grau, teilweise leicht gelblich an; er ist im Dezimeterbereich gebankt und selten plattig. Kalzit findet sich in Haarrissen auskristallisiert. Der Tonschiefer besteht aus Quarz, Illit-Muskovit und Chlorit, der Gehalt an organischem Kohlenstoff kann erhöht sein (C_{org} bis zu 1Gew.-%). Die Palombini-Formation ist im Gebiet maximal wenige

Zehnermeter mächtig. Als Alter nehmen WEISSERT & BERNOULLI (1985) und LÜDIN (1987) – in Analogie zu vergleichbaren Gesteinen im ligurischen Apennin – Frühe Kreide an (Hauterivien–Albien).

c₉₋₁₀ Verspala-Formation

Grössere Aufschlüsse der Verspala-Formation finden sich an der Zenzflue, der Haupter Alp und im Drostobel. Bei der Verspala-Formation (Verspala-Flysch, BURGER 1978) handelt es sich um eine isoliert auftretende bunte Flyschabfolge von turbiditischem Kalk, Sandkalk, Kieselkalk, Kalkschiefer, Sandstein und dunklem Mergel- und Tonschiefer. Darin finden sich Brekzienhorizonte, die neben Ophiolith auch Radiolarit, weitere Kalke oder aufgearbeiteten Flysch enthalten können.

Auf die sehr detaillierte Unterteilung der verschiedenen Flyschtypen nach ihren Leicht- und Schwermineralspektren (LÜDIN 1987) wurde hier verzichtet, da sie sich für die Kartierung als nicht praktikabel erwies. Die in der Verspala-Formation zusammengefassten Flyschsandsteine sind Chromit-dominiert bis -führend, d.h. sie entstammen einem ophiolithdominierten bzw. -beeinflussten Liefergebiet. Schüttungsrichtungen weisen LÜDIN (1987) zufolge auf einen W-E-gerichteten Transport – demjenigen des Prättigau-Flyschs diametral entgegengesetzt.

In Dünnschliffen aus dem Zugwaldtunnel fand B.Schwizer in einem quarzführenden Kalk benthonische Kleinforaminiferen (u.a. *Cuneolina* sp.) und Hedbergellen, Muschelreste, einzelne Echinodermenreste und Bryozoen (LOCHER & KOBEL 1995). Die Mächtigkeit des Flyschs im Gebiet von Blatt Davos schwankt zwischen wenigen Zehnermetern und maximal 200 m, sein Alter wird mit spätem Cénomanien (BURGER 1978) bzw. Turonien oder jünger angegeben (LÜDIN 1987).

Exotische Gesteinseinheiten unterostalpiner Herkunft (Extensional Allochthons)

DROS-SCHOLLE

G_A Kristallin i. Allg.

Unterostalpinen paläozoisches Kristallin ist in der Arosa-Decke in Form von eingeschuppten kleineren Linsen und Blöcken (LÜDIN 1987) im Kartengebiet hauptsächlich beiderseits der Gotschna aufgeschlossen. Die grössten Aufschlüsse finden sich bei Dros und beim Gips-Chilchli, wo sie als Dros-Scholle zusammengefasst sind, sowie oberhalb der Schwarzseealp. Von GIGER (1985) werden die Aufschlussverhältnisse des Kristallins im Hauptertälli detailliert beschrieben. GEES (1955) hat die metamorphen kristallinen Gesteine, die ursprünglich aus einer Sedimentserie mit Feldspat führendem, tonig-mergeligem, dolomitischem Sandstein sowie Mergel, Dolomit und Kalk hervorgingen, ausführlich beschrieben.

Die am weitesten verbreiteten Gesteine innerhalb des Kristallins sind Plagioklasgneise, wovon der *Zweiglimmer-Plagioklasgneise* am häufigsten anzutreffen ist. Er ist fein- bis mittelkörnig, schmutziggelblich anwitternd und im frischen Bruch grüngrau mit einem grano- bis nematoblastischen Gefüge. Der Mineralbestand weist vorwiegend Quarz, Plagioklas, Muskovit und Biotit sowie als Nebengemengteile Apatit, Serizit, Chlorit, Zirkon, Klinozoisit, Titanit-Leukoxen, Pyrit und sekundär gebildetes Karbonat auf.

Neben Zweiglimmer-Plagioklasgneise treten auch deutlich geschieferter mittel- bis grobkörniger *Biotit-Plagioklasgneise* und undeutlich geschieferter, zäher *Plagioklas-Granatgneise* auf. Als Zwischenstufe zwischen Plagioklasgneise und lokal vorkommendem, durch alpine Metamorphose entstandenem schmutziggelbem fein- bis mittelkörnigem *Gneis-* und *Ultramylonit* findet sich deutlich geschieferter bis blättriger, graugrüner fein- bis mittelkörniger *Quarz-Biotitschiefer*. In Wechsellagerung mit den Gneisen findet sich auch massiger bzw. schlecht geschichteter hell- bis dunkelgrauer *Marmor* (s.u.) ohne oder mit nur wenig Quarz. Das Dolomit-Kalzit-Verhältnis beträgt durchschnittlich 80:20 (GEES 1955). Ebenfalls in Wechsellagerung mit Marmor findet sich lokal *Amphibolit*. Zwischen Gneis und Amphibolit bestehen fließende Übergänge. Der graugrüne Amphibolit ist fein- bis grobkörnig, gut gebändert und gelegentlich etwas geschiefert. Hauptgemengteile sind Plagioklas, Hornblende, Biotit und Klinopyroxen, Nebengemengteile Apatit, Epidot-Klinozoisit, Titanit-Leukoxen, selten Quarz, Zirkon, Rutil und Erze. Gemäss GEES (1955) weisen die oben aufgeführten Gesteine mindestens ein prä-permisches Alter auf.

Granitisch-pegmatitische Ganggesteine durchschwärmen den Gesteinsverband kreuz und quer (CADISCH 1921); sie sind aufgrund ihrer geringen Ausdehnung auf der Karte nicht dargestellt. Sie sind teils konkordant, teils durchschlagen sie die Gesteine diskordant. Die Pegmatite sind weiss bis hellgrau und oft grünlich bis rötlich getönt. Sie sind mittel- bis grobkörnig und meist massig, selten lagig bis schiefrig. Hauptgemengteile sind Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas (Albit-Oligoklas), Muskovit und Biotit sowie teilweise Turmalin, Granat, Apatit, Serizit, Chlorit, Epidot-Klinozoisit, Titanit-Leukoxen. Makroskopisch ist der Kontakt zum Umgebungsgestein scharf. GEES (1955) schätzt das Alter der Ganggesteine auf prä-permisch (?Karbon).

Kristallinbrekzie

Kristallinbrekzie findet sich an der Gotschna, rund um die Schwarzseealp und bei der Bahnstation Laret nördlich des Schwarzsees. Lediglich am Nordhang der Gotschna liegen lokal Aufschlüsse von *Kristallinkonglomerat* vor, die auf der Karte jedoch nicht verzeichnet sind. Bei der Kristallinbrekzie handelt es sich um meist massige, blockig brechende, rostbraun anwitternde und im frischen Bruch braungraue oder dunkelgrüne, seltener rotgefärbte gesprenkelte Gesteine. Die Komponenten sind länglich und durchwegs schlecht gerundet. Sie umfassen, mit Ausnahme der Mylonite und Ultramylonite, das ganze Spektrum der oben beschriebenen kristallinen Gesteine und bestehen häufig aus hellem fein- bis mittelkörnigem Granit, Plagioklas-Biotitgneis und weissem bis bläulichem Gangquarz. Selten findet sich auch aufgearbeiteter Marmor. Am Gotschna-Nordhang liegt Konglomerat vor, das in einer psammitischen bis feinkörnigen Grundmasse nussgrosse, auffallend gut gerundete Quarzgerölle enthält. GEES (1955) nimmt an, dass dieses Gestein karbonischen Alters ist.

M_A Silikatmarmor, Kalksilikatfels

Einige wenige Aufschlüsse von Silikatmarmor (sensu PETERS 1963) bzw. Kalksilikatfels finden sich oberhalb der Schwarzseealp und am Gotschnagrat im Kristallin eingelagert (CADISCH 1921). Es handelt sich um massive bis geschieferte, stellenweise auch deutlich geschichtete Gesteine. Sie bestehen aus einer hell- bis dunkelgrauen Kalkmasse und können rostrot anwittern. Die Gesteine sind fein- bis grobkörnig mit einem granoblastischen bis kataklastischen Gefüge. Oft sind deutlich herauswitternde, häufig lagig angeordnete millimetergrosse schwarze oder grüne Körner sichtbar. Vorherrschendes Karbonat ist Kalzit mit einem maximalen Dolomitanteil von 5 Vol.-%. Weiter enthält der Kalksilikatfels als Hauptgemengteile z.T. Glimmer (Phlogopit, Muskovit), Klinopyroxen (Diopsid, Titanaugit, Diallag) und sekundär gebildeten Chlorit in Pseudomorphose nach Olivin oder Pyroxen. Als Nebengemengteile können Quarz, z.T. Pyroxen, Glimmer (Biotit, Serizit, Muskovit), Granat, Titanit, Apatit, Rutil, Klinozoisit, Dolomit, Zirkon und Limonit vorkommen (GEES 1955).

GOTSCHNAWANG- UND WEISSFLUH-SCHOLLE

Bei diesen Schollen handelt es sich um verkehrt liegende, intern stark verschuppte und verfaltete zusammenhängende unterostalpine Abfolgen mit einer oberflächlichen Ausdehnung von wenigen Quadratkilometern. Die jeweiligen Schichtpakete umfassen neben Kristallin eine stratigraphische Abfolge vom Perm bis in die Frühe Kreide (s. FURRER et al. 1974, PETERS & DIETRICH 2008, S. 69), die mehr oder weniger deutlich bzw. vollständig erhalten ist. Beide Schollen sind von Gesteinen der Arosa-Decke unter- und überlagert und werden als in die Arosa-Decke eingeschuppte allochthone Elemente betrachtet.

Kristallin i. Allg.

Kristallinaufschlüsse innerhalb der Gotschnawang- und Weissfluh-Scholle liegen im Hauptertälli nördlich und westlich der Skiliftstation. Die Aufschlüsse sind meist wenige Zehnermeter gross. Wie in der Dros-Scholle liegt auch hier Paragneis vor, der von jüngerem Granit intrudiert wurde. Für eine detaillierte lithologische Beschreibung sei deshalb auf den entsprechenden Abschnitt der Dros-Scholle verwiesen (s. o.).

Zu erwähnen ist der an einem auffallenden Felskopf bei Wallbrünnen zuhinterst im Fondel vorkommende Konglomeratgneis (bei Koord. 2780.345/1191.325). Gut gerollte Quarze, Para- und leicht vergneiste Orthogneiskomponenten von 2–10 cm Durchmesser liegen hier in einer grünen Glimmerschiefergrundmasse vor. Unter dem Mikroskop sind die Komponenten in Quarz führenden Serizit eingebettet. Die Serizitschüppchen scheinen dabei die Komponenten zu umfassen. Der Konglomeratgneis wird von einem 20–30 cm dicken Ultramylonitband diskordant durchschlagen (CADISCH 1921). Weitere Vorkommen solcher Konglomerate bis Brekzien finden sich im Hauptertälli (2780.110/1188.700) und 250 m nördlich des vorgängig beschriebenen Felskopfs.

P_C Chazforà-Formation

Aufschlüsse der Chazforà-Formation (DÖSSEGGER 1974; «Verrucano» bei CADISCH 1921 und GEES 1955) finden sich im Hauptertälli, bei Wallbrünnen (vgl. Fig. 7), am Gips-Chilchli, in der Gotschnawang, an verschiedenen Stellen im Stützbachtobel bei Klosters-Selfranga und rund um Monbiel. Beim Bau des Vereinatunnels wurde die Formation ebenfalls durchfahren (LOCHER & KOBEL 2002). Die zu durchörternde Strecke in der Chazforà-Formation betrug etwa 80 m, während die Mächtigkeit der oberflächlichen Aufschlüsse lediglich bei etwa 10–20 m liegt. Die Chazforà-Formation besteht aus auffallend braunroten und grünen, an der Oberfläche auch gräulich ausgebleichten Gesteinen wie Brekzie, Konglomerat, Sandstein und Schiefer. Das Konglomerat enthält gut gerundete Komponenten, in erster Linie kristalline Aufarbeitungsprodukte von einigen Millimetern bis Zentimetern Durchmesser. Die vorwiegend eckigen bis angerundeten Brekzienbestandteile schwimmen in einer feinsandigen eisenreichen Matrix, während der schlecht sortierte mittel- bis grobkörnige Sandstein gerundete detritische Körner enthält und auffällig stark pigmentiert ist. Der blätterig bis stängelig brechende tonige Schiefer ist rot oder grün. In der bunten Matrix sind feinkörnige weisse, graue und schwarze Komponenten eingebettet. Am Felskopf bei Wallbrünnen ist ein teilweise gebankter, leicht schiefriger grobkörniger Sandstein dem Konglomeratgneis (s.o.) diskordant in taschenförmigen Vertiefungen aufgelagert. Die Chazforà-Formation ist spätpermischen bis frühtriassischen Alters (FURRER et al. 1985).

t₁ Fuorn-Formation

Die Fuorn-Formation (DÖSSEGGER 1974) ist in der Weissfluh-Scholle im Hauptertälli aufgeschlossen (bei Koord. 2779.900/1188.730), wo sie scharf gegen die Chazforà-Formation abgegrenzt ist. In der Gotschnawang-Scholle findet man sie beim Gips-Chilchli, bei der Haltestelle Davos-Laret, im Tobel des Inner und Usser Chin sowie im Monbieler Wald. Untergeordnet wurde Quarzsandstein auch beim Bau des Vereinatunnels und vermutlich auch im Zugwaldtunnel angetroffen. Bei der Fuorn-Formation handelt es sich hauptsächlich um graubraun anwitternden, zähen, im frischen Bruch schneeweissen bis grünlichen fein- bis grobkörnigen, meist massigen und nur ausnahmsweise geschiefertem Quarzsandstein, dessen Körner oft gut gerundet sind. GEES (1955) beschreibt die Mineralzusammensetzung wie folgt: Quarz, wenig Serizit, Turmalin, Titanit, Rutil und ein schwarzes Erz (vermutlich Pyrit). Gesteine der Fuorn-Formation sind nur wenig mächtig und haben ein früh-(? bis mittel-)triassisches Alter (FURRER et al. 1985).

t₄ Raibl-Gruppe

Die Gesteine der Raibl-Gruppe (FRANK 1986) sind unter der Chüpfenflue, am Strelapass, an der Weissfluh, am Gips-Chilchli und im Monbieler Wald aufge-

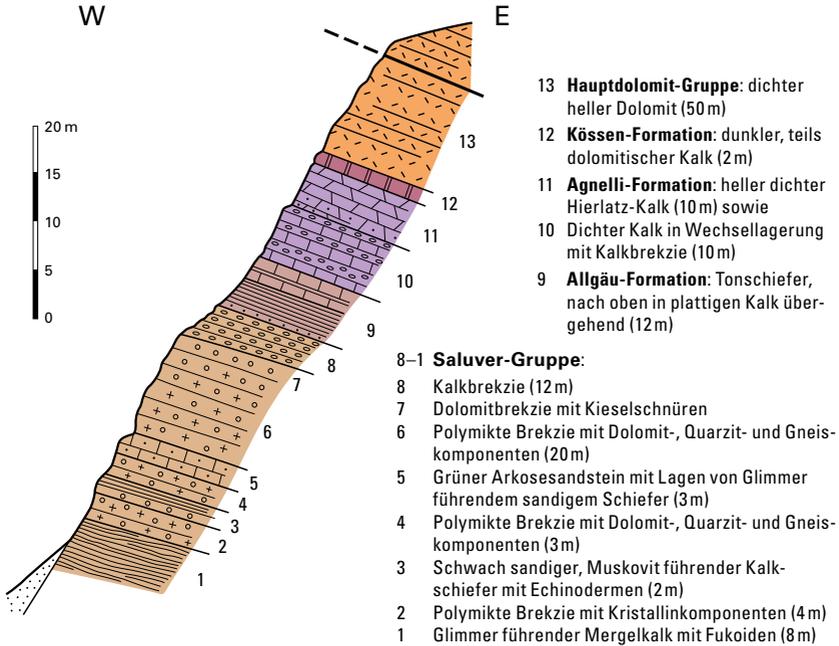


Fig. 7: Profil durch die Verkehrtserie der Weissfluh-Scholle bei Wallbrünnen (etwa bei Ko-ord. 2780.220/1190.910). Verändert nach CADISCH (1921, Fig. 1).

geschlossen. Die Raibl-Gruppe wurde beim Bau des Vereina-, Zugwald- und Gotschnatunnels ebenfalls durchfahren, oft als Teil einer intensiv verschuppten Zone von Dolomit mit buntem Tonschiefer, Gips und Anhydrit. Es handelt sich um gelb bis orange anwitternden, im frischen Bruch hellgrauen bis blaugrauen, meist massigen und wenig kalkigen Dolomit sowie dünnblättrigen gräulichen Tonschiefer. Die Aufschlüsse sind klein und die Sedimentabfolge ist zwischen einigen Metern und maximal 20 m mächtig. Die Raibl-Gruppe ist zeitlich ins (?späte Ladinien-) Carnien zu stellen (FURRER et al. 1985).

Rauwacke

Rauwacke ist an der Weissfluh und am Gips-Chilchli aufgeschlossen. Sie wurde ebenfalls beim Bau des Vereina- und Zugwaldtunnels auf etwa 50 m sowie im Gotschnatunnel durchörtert. Die Rauwacke ist eine polymikte, leicht kalkige Dolomitmikte Brekzie, die durch die Auslaugung von Gips löchrig anwittert. Die Gestei-

ne wittern gelblich an und sind oft mit einem pulvrigen Belag versehen. Im frischen Bruch ist die Rauwacke hellgrau bis bläulich gefärbt. GEES (1955) hat darin auch nussgrosse, teilweise gut gerundete Kristallinkomponenten festgestellt. Am Gips-Chilchli wird die Rauwacke von bis zu 12 m mächtigem reinem weissem Gips überlagert (CADISCH 1921). Die Mächtigkeit der Rauwacke beträgt 20–25 m.

t₅ Hauptdolomit-Gruppe

Die Hauptdolomit-Gruppe ist das mit Abstand wichtigste Gestein der Gotschnawang- bzw. Weissfluh-Scholle und bildet die mächtige Weissfluh und die steilen Wände nordöstlich der Gotschna. Es handelt sich um einen hellgrauen, oft sandig-rau anwitternden und im frischen Bruch hell- bis dunkelgrauen Dolomit. Der Dolomit bricht oft eckig und ist häufig etwas kalkig (GEES 1955). WEISSERT (1975) beschreibt für den Dolomit typische Gezeiten-Sedimentstrukturen. Manchmal ist er als intraformationelle Brekzie mit dolomitischen Komponenten unterschiedlicher Graufärbung ausgebildet. Die Grösse der Brekzienkomponenten variiert von einigen Zentimetern bis zu wenigen Metern. An der Weissfluh wurden tidale Sedimentstrukturen bisher nicht beschrieben. Entlang der planierten Skipiste nordöstlich des Weissfluhgipfels lässt sich beobachten, wie der Dolomit in seinem Dach zunehmend schiefriger wird. Die Hauptdolomit-Gruppe wird zeitlich ins Norien gestellt (FURRER et al. 1985), ihre Mächtigkeit beträgt 80–120 m.

r Kössen-Formation

Aufschlüsse der Kössen-Formation finden sich in der Weissfluh-Westwand sowie in der Fortsetzung des Gotschnagrats in Richtung Laret. An der Weissfluh bildet die Kössen-Formation eine Wechsellagerung aus dunkelbraunem sandigem Kalkschiefer und dezimetermächtigen fossilreichen dichten Kalkbänken, die gelbgrau anwittern und im frischen Bruch dunkelblaugrau sind. Die einige Meter bis max. 30 m mächtige Kössen-Formation ist rhätischen Alters (FURRER et al. 1985).

l Agnelli-Formation

In der Weissfluh-Scholle steht die Agnelli-Formation (FINGER 1978) lediglich oberhalb von Wallbrünnen an der Weissfluh an. Bei den aufgeschlossenen Gesteinen handelt es sich um gelbbraunen, selten leicht rötlich anwitternden, im frischen Bruch dunkelgrauen mikrosparitischen Kieselkalk (Hierlatz-Kalk; CADISCH 1921) in Wechsellagerung mit gelb anwitternden geringmächtigen Dolomitbänken und einer in situ zerbrochenen, in sandiger Kalkmatrix vorliegenden Kalk- und Dolomitrekzie. Das Bildungsalter umfasst den frühen und mittleren Frühen Jura (FINGER 1978), die Mächtigkeiten schwanken zwischen 20 m und 30 m.

I-i Allgäu-Formation

Die Allgäu-Formation (EBERLI 1985) ist rund um die Weissfluh, an der Gottschnawang, unterhalb der Station Davos-Laret, bei Selfranga und im Monbieler Wald aufgeschlossen. Dunkler blaugrauer, unregelmässig dünngebankter schieferiger Kalk und Kalkmergel wechseln einander ab. Das Gestein wittert oft gelblich an, der dunkle Kalkmergel kann auch eine rotbraune Anwitterungsfarbe zeigen. Im frischen Bruch weist der Kalk von Hell- bis Dunkelgrau alle Farbtöne auf, wodurch die Lamination des Gesteins hervorgehoben wird; diese kann primär oder durch Resedimentation gebildet worden sein. Der Kalkmergel ist stark verschiefert und bricht stängelig bis plattig. CADISCH (1921) erwähnt das Fehlen jeglicher Fossilien in der Allgäu-Formation. Altersmässig wird sie in den Frühen bis Mittleren Jura gestellt (EBERLI 1985, FURRER et al. 1985), ihre Mächtigkeit beträgt 5–20 m.

I-i₅ Saluver-Gruppe

Gesteine der Saluver-Gruppe (FURRER et al. 1985, S. 30; «Saluver-Formation» bei FINGER 1978; «Weissfluh-Serie» bei CADISCH 1921, LÜDIN 1987) sind vor allem an der Weissfluh und nördlich der Casanna aufgeschlossen. In der Saluver-Gruppe wird eine Abfolge aus Tonschiefer, Sandstein und Brekzie zusammengefasst, die der Ablagerung entlang von Bruchzonen entspricht (FURRER et al. 1985). MANATSCHAL & NIEVERGELT (1997) bezeichnen sie aufgrund ihrer lokalen Verbreitung und der sehr variablen Zusammensetzung und Textur als Syn-Rift-Sediment. Die polymikte Brekzie fällt durch ihre bunte, vorwiegend rote und grüne Farbe sowie ihre löchrige Anwitterung auf; sie enthält gelegentlich Lagen gut gerundeter Gerölle. Als Komponenten enthält sie Kristallinbruchstücke (Plagioklas-Biotitgneis, grüner Granit), Quarz, Quarzsandstein, Dolomit, Kalk und Schiefer (FINGER 1978, LÜDIN 1987). Die Bestandteile sind durchwegs schlecht gerundet, ihre Grösse variiert zwischen einigen Millimetern und wenigen Dezimetern. Westlich der Weissfluh hat CADISCH (1921) in der Brekzie eingelagerte Quarzsandsteinblöcke von über 25 m³ Grösse gefunden. Die polymikte Brekzie geht sukzessive in glimmerreichen grünlichen und braunen Sandstein und Tonschiefer über. Die Mächtigkeit der Saluver-Gruppe beträgt maximal 60–80 m. Altersmässig wird sie in den Frühen (Toarcien) bis Mittleren Jura gestellt (FINGER 1978, FURRER et al. 1985).

Wechselfolge von Tonschiefer und Sandstein

An der Weissfluh kann innerhalb der Saluver-Gruppe dunkler, Glimmer führender sandiger Tonschiefer in Wechsellagerung mit Sandsteinbänken ausgetrennt werden. Die dünnen Bänke bestehen aus Sandkalk und glimmerreichem, Feldspat führendem feinkörnigem Sandstein; sie enthalten dieselben Ge-

steinstrümmiger wie die Brekzienlagen. Sandkalk und Sandstein sind undeutlich gebankt und von grauer, brauner, grüner oder roter Farbe. Der feinsandige, tonig-mergelige Schiefer wittert dunkelgrau, z.T. rostbraun oder leicht grünlich an.

i₅₋₈ Blais-Radiolarit

Neben dem verbreitet aufgeschlossenen und weithin sichtbaren roten Radiolarit an der Gotschna (s. Abschnitt Totalp-Ophiolithkomplex) finden sich auch innerhalb der Gotschnawang- bzw. Weissfluh-Scholle, so östlich der Weissfluh und nördlich der Casanna, Aufschlüsse von Radiolarit. CADISCH (1921) stellte fest, dass im Weissfluhgebiet der Radiolarit stets die jüngere Russena-Formation überlagert; es handelt sich also um eine Verkehrtserie. Mit der Verwendung der unterostalpinen Formationsnamen wird auf die Herkunft der Gesteine als Teil einer auf kontinentaler Kruste abgelagerten Sedimentabfolge Bezug genommen. Da sich der Blais-Radiolarit (FURRER et al. 1985) lithologisch nicht vom Radiolarit des Totalp-Ophiolithkomplexes an der Gotschna unterscheidet, sei auf die dortige Beschreibung verwiesen. Nach BILL et al. (2001) umfasst der Blais-Radiolarit den Zeitraum Bajocien/Bathonien – Kimméridgien.

i_{8-c₁} Russenna-Formation

Aufschlüsse mit hellem mikritischem «Calpionellenkalk» (Russenna-Formation, FURRER et al. 1985) finden sich nördlich der Casanna, unterhalb der Station Davos-Laret und am Gschwantenboden. Es handelt sich um denselben hell- bis dunkelgrauen feinschieferigen dichten mikritischen Kalk wie im Totalp-Ophiolithkomplex. Nach GEES (1955) beträgt die Mächtigkeit der Formation rund 10–20 m.

HAUPTERHORN-SCHOLLE

Die Haupterhorn-Scholle umfasst eine stark reduzierte Gesteinsabfolge der Späten Trias und des Frühen (bis ?Mittleren) Juras. Mit ca. 1 km² Ausdehnung lässt sie sich als eigenständige Einheit darstellen.

t₅ Hauptdolomit-Gruppe

Es handelt sich um hellgelb anwitternden Dolomit mit Intraklastenbrekzienlagen. Im frischen Bruch ist der Dolomit hellgrau und kann von feinen Kalzitadern durchzogen sein. Die für die Hauptdolomit-Gruppe der Gotschnawang- und Weissfluh-Scholle gemachten Beschreibungen (s.o.) gelten auch für die Haupterhorn-Scholle.

I_H Haupter-Brekzie

Die Haupter-Brekzie ist lediglich am Haupter Horn aufgeschlossen. Es handelt sich um eine polymikte Brekzie, die fast ausschliesslich aus Dolomit-, Kalk- und Kieselkalktrümmern besteht. Die Brekzie ist zudem von sandigem Kalkschiefer begleitet, der seinerseits mit brekziösen Einlagerungen durchsetzt ist. Die Haupter-Brekzie ist von grauer bis dunkelgrauer Anwitterungsfarbe, im frischen Bruch hellgrau, oder, wenn tonige Lagen vorhanden sind, schwarzgrau gefärbt. Die in eine kalzitische Matrix eingebundenen Komponenten sind in der Regel kantengerundet und variieren in ihrer Grösse von einigen Milimetern bis wenigen Dezimetern. Oft sind sie gut sortiert. Nach CADISCH (1921) gehört die Haupter-Brekzie zeitlich in den Frühen, eventuell auch in den Mittleren Jura.

f_{WA} Arosa-Melange, undiff.

Melanges sind tektonisch gebildete und deformierte Gesteinskörper, deren Elemente in der Regel zu klein sind, um im vorgegebenen Massstab einzeln auf der Karte dargestellt zu werden (HSÜ 1974, RAYMOND 1984, WINKLER 1988). Typischerweise bilden sich diese Körper in Subduktionszonen und Akkretionskeilen. Im Gebiet von Blatt Davos kommen solche chaotischen Formationen prinzipiell entlang von Schuppen- bzw. Schollengrenzen vor. LÜDIN (1987) beschrieb Flysche und Melanges der Arosa-Decke von Arosa bis ins Rätikon und interpretierte sie mehrheitlich als tektonische Melanges. Folgende, bei ihm im Detail beschriebene Profile und Aufschlüsse finden sich im Kartengebiet:

- Weissfluh-Westflanke (Koord. 2779.300/1190.225–2779.500/1190.125)
- Zenjflue – Weissfluh-Westgrat (2779.425/1190.025–2778.575/1190.050, vgl. Fig. 8, 9)
- Weissfluh-Südwestflanke (2779.400/1190.000–2779.350/1189.950)
- Weissfluh-Südflanke (2779.600/1189.650–2779.550/1189.600)
- Haupthorngrat (2779.425/1189.000–2779.275/1188.950)
- Gotschnaboden (2784.300/1193.200–2784.150/1192.950)
- Obersasställi (2780.450/1190.975)

Die Bestandsaufnahme der Lithologien in den Melanges erlaubte LÜDIN (1987) im Gebiet von Blatt Davos die Unterteilung in solche, die (A) südpenninische, (B) unterostalpine, (C) südpenninische und unterostalpine sowie (D) süd- und mittelpenninische Lithologien enthalten (Tab. 1). Dazu treten in den Melanges Blöcke und Schichtpakete von turbiditischen Sandsteinen auf, die mehrheitlich Chromit in der Schwermineralfraktion führen und damit sicher dem südpenninischen Sedimentationsraum zugeordnet werden können. Diese Sandsteine konnten in LÜDIN (1987) mittels planktonischen Foraminiferen (Det. M. Caron) datiert werden. Namentlich sind dies in den verschiedenen Melangetypen im Gebiet von Blatt Davos der Verspala-Flysch (Turonien oder jünger), Hörnli-Flysch (Cenomanien oder jünger), Schwerzi-Flysch (spätes Cenomanien – frühes Turonien); in der Karte sind sie als Verspala-Formation zusammengefasst. Andere chromitfreie Sandsteine und Brekzien können z.T. mit jurassischen unterostalpinen Formationen korreliert werden (Saluver-Gruppe, z.B. «Weissfluhserie-1 und -2», LÜDIN 1987, S. 93).

Das Arosa-Melange besteht aus einer Matrix aus dunkelgrauem bis schwarzem sandigem Tonschiefer, z.T. stark zerquetscht, mit Blöcken und grösseren Paketen und Schollen unterostalpiner und südpenninischer Herkunft (vgl. Fig. 9). Die stratigraphischen Alter der Sedimente i.Allg. und der Flysche in den Melangetypen erlauben die Eingrenzung des tektonischen Bildungsalters. Solche mit südpenninischen und unterostalpinen Elementen entstanden in der Späten Kreide (Turonien und etwas später). Aufgrund der Anwesenheit von Gesteinen der Couches-Rouges-Gruppe im Melange zusammen mit mittelpenninischen Lithologien ist die Bildung mit Paleozän–Eozän zeitlich eingegrenzt. Damit wird die nordgerichtete Wanderung des orogenen Keils in den Arosa-Melanges dokumentiert.

Tabelle 1: *Lithologische, stratigraphische und strukturelle Merkmale der Melangentypen in der Arosa-Decke im Gebiet des Kartenblatts Davos. Adaptiert von Lüdin (1987).*

| RAYMOND (1975) | Monogene (intraformationelle) Melanges | | Polygene (hybride) Melanges | |
|---|--|---|---|---|
| | Typ A | Typ B | Typ C | Typ D |
| Melange | Südpenninische Elemente [1] | Unterostalpine Elemente [2] | Südpenninische und unter- ostalpine Elemente [3] | Süd- und mittelpenninische Elemente [4] |
| Elemente | Ozeanisches Grundgebirge pelagische Sedimente Flysch | Kontinentales Grundgebirge Prä-Rift-Plattformsedimente Syn-Rift-Brekzien und Turbidite | 1+2 | 1 + mittelpenninisches Grundgebirge, Sedimente bis Couches-Rouges-Gruppe |
| Lithologie | Feiner bis sehr grober Sandstein | Mitteigrober Sandstein und assoziierte Brekzie | 1+2 | 1 + Couches-Rouges-Gr. und mittelpenninischer Flysch |
| Lithologien der Flysche | Chromit | Stabile Minerale (ZTR), kein Chromit | Stabile Minerale (ZTR) und Chromit | |
| Schwerminerale der Flysche | Albien-Turonien, evtl. jünger | Mittlerer Jura-Turonien, evtl. jünger | Mittlerer Jura-Turonien | Albien-Paläogen |
| Alter der Flysche und turbidit. Sst. | Tiefsee graben Akkretionskeil | Kontinentalrand (syn-Rift/-Drift) | Tiefsee graben Akkretionskeil Kontinentalrand | Tiefsee graben Akkretionskeil Plattform |
| Bildungsraum der Flysche und turb. Sandsteine | Viel Serpentinit und Ophikalzit | Grobe Brekzie des Mittleren Juras | Unterostalpine Elemente, v.a. Kristallin und Hauptdolomit | Mittelpennin. Elemente selten, v.a. Kristallin und Sulzfluh-Kalk |
| Spezielle Merkmale | | | | |
| Bildungsalter | Post-Turonien | | | |
| Tektonischer Kontext | Ozeanische Subduktion und Akkretion | | | |
| Verbreitung in der Arosa-Decke | Recht häufig | Selten, v.a. im Weissflugebiet | Sehr häufig | Selten, im Rätikon |
| Lage in der Arosa-Decke | Überall | Meist im Dach | Überall | An der Basis |

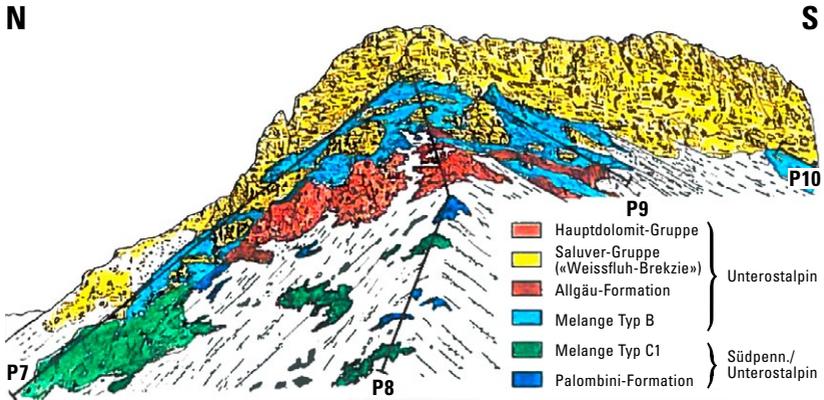


Fig. 8: Oben: Geologische Skizze (leicht verändert nach LÜDIN 1987, Fig. A18) des Weissfluh-Westgrats mit Melanges in der Arosa-Decke. Eingezeichnet sind die Spuren der Detailprofile (P7–10), die in LÜDIN (1987) beschrieben sind. Zwischen der verkehrt liegenden «Weissfluh-Brekzie» und dem Hauptdolomitspan befindet sich ein Melange aus unterostalpinen Lithologien (Melange Typ B), unter dem Hauptdolomit ein Melange aus mehrheitlich südpenninischen Elementen (Typ C1). Unten: Foto des Weissfluh-Westgrats. Foto W. Winkler 1983.



Fig. 9: A: Ansicht des Melanges Typ C (nach LÜDIN 1987) mit mehrheitlich südpenninischen und ostalpinen Elementen (links unten). Zur Lokalisierung siehe Fig. 8. B: Detailansicht von südpenninischen Elementen (orange anwitternd: Kalk der Palombini-Formation, grau: «Calpionellenkalk» in tonig-siltiger Matrix) im Melange Typ C (aus dominant südpenninischen und unterostalpinen Lithologien). Fotos W. Winkler 1983.

OSTALPIN

Das Ostalpin umfasst im Gebiet von Blatt Davos sowohl unter- als auch oberostalpine Einheiten. Im Unterostalpin sind es die aus kristallinen Gesteinen aufgebauten Dorfberg-Decke und Rothorn-Decke sowie die überwiegend sedimentären Grünhorn- und Casanna-Schuppe und die Schiahorn-Decke. Die Schaf läger-Decke führt Kristallingesteine an der Basis, besteht sonst aber ebenfalls aus Sedimentgesteinen. Das Oberostalpin wird im Kartengebiet von der Silvretta-Decke aufgebaut, zu der auch die Gmeinboden-Klippe gerechnet wird. Details zur ostalpinen Stratigraphie sind bei FURRER et al. (1985) zusammengefasst.

Unterostalpin

GRÜNHORN- UND CASANNA-SCHUPPE

Für die unterostalpine Grünhorn- und Casanna-Schuppe gibt WEISSERT (1975) eine Übersicht über die tektonischen und stratigraphischen Zusammenhänge (Fig. 10).

Die Grünhorn-Schuppe ist in sich vierfach verschuppt, lediglich an ihrer Basis zeigt sie eine klare stratigraphische Abfolge, die zeitlich von der Späten Trias bis in den Mittleren Jura reicht (WEISSERT 1975). Die in sich dreifach verschuppte Casanna-Schuppe zeigt eine stratigraphische Abfolge von der Späten Trias bis in die Späte Kreide.

Kristallin i. Allg.

Paläozoische Kristallinaufschlüsse treten in der Grünhorn-Schuppe nur einzeln auf, etwa nordwestlich der Parsennfurrga unterhalb des Augstenhorns (bei Pkt. 2522) und sind meist nur wenige Zehnermeter gross. Vermutlich handelt es sich um Überreste des ehemaligen adriatischen Kontinentalrands. Ob es sich um eingeschuppte Lamellen oder Kristallin im direkten stratigraphischen Kontakt mit den spätriasischen Sedimenten im Hangenden handelt, lässt sich aufgrund der von Hangschutt überdeckten Aufschlussverhältnisse nicht beurteilen.

t₄ Raibl-Gruppe

Gesteine der Raibl-Gruppe finden sich rund um die Casanna aufgeschlossen. In der Casanna-Schuppe, stets an ihrer Basis, bestehen diese aus gelblich bis orange anwitternder, im frischen Bruch hellgrauer Rauwacke, polymikter Brekzie und gelbem Dolomit. Durch die Auslaugung von Gips wittert die Rauwacke löchrig an.

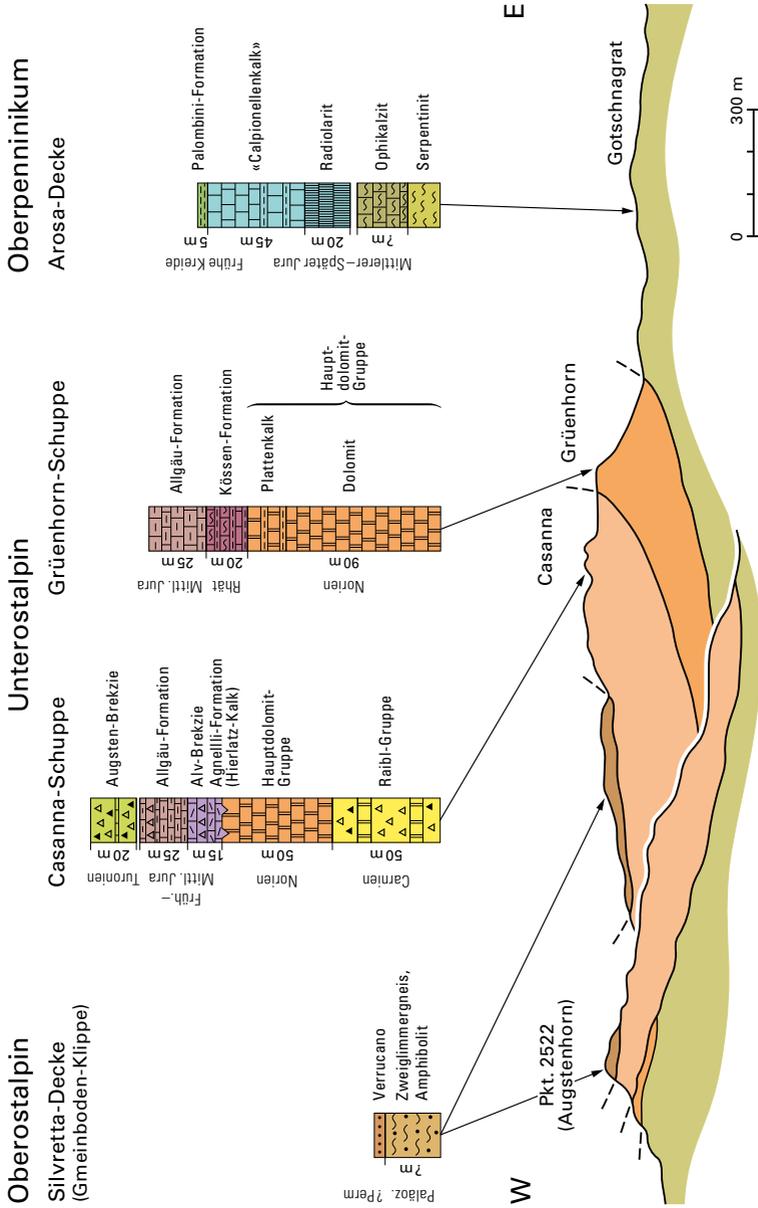


Fig. 10: Schematische Sammelprofile der Gmeiboden-Klippe (Silvretta-Decke), der Casanna- und der Grüenhorn-Schuppe sowie des Topal-Ophiolithkomplexes (Arosa-Decke) am Gotschnagrät (leicht verändert nach WEISSERT 1975).

Die Position dieser Gesteine an der Schuppenbasis begünstigte bzw. ermöglichte die Trennung der Casanna-Schuppe von der Grünhorn-Schuppe. Die Raibl-Gruppe ist vermutlich carnischen Alters, ihre Aufschlüsse haben nur geringe Ausdehnung zwischen einigen Metern bis maximal 20 m (CADISCH 1921).

t₅ Hauptdolomit-Gruppe

Die Hauptdolomit-Gruppe ist in der Grünhorn-Schuppe am Grünhorn und unterhalb der Casanna aufgeschlossen. Innerhalb der Casanna-Schuppe ist sie die am häufigsten auftretende Einheit. Es handelt sich um hellgrauen bis gelblichen, häufig sandig anwitternden, eckig brechenden und im frischen Bruch grauen Dolomit; gelegentlich tritt Intraklastenbrekzie auf. Oft ist das Gestein etwas kalkig und zeigt deutliche Sedimentationszyklen (WEISSERT 1975). Der Dolomit ist norischen Alters, seine Mächtigkeit beträgt in der Grünhorn-Schuppe ca. 100 m, innerhalb der Casanna-Schuppe ist sie mit ca. 50 m deutlich reduziert (WEISSERT 1975).

t_{5M} Murtèr-Plattenkalk

Im Dach des Dolomits erfolgt ein allmählicher Übergang zum gut gebankten dichten und stärker kalkigen Murtèr-Plattenkalk («Unterer Dachsteinkalk» bei CADISCH 1921). Der Murtèr-Plattenkalk seinerseits geht fließend in die hangende Kössen-Formation über.

r Kössen-Formation

Die Kössen-Formation bildet den Gipfelaufbau des Grünhorns und ist auch auf dessen Südseite und am Nordfuss der Casanna aufgeschlossen. Es handelt sich um Wechsellagerungen von dunklem mikritischem Dolomit, Kalkschiefer mit sandigen Zwischenlagen, Lumachellenkalk und bituminösem Schiefer. Der mergeltonige Kalkschiefer ist von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe und blättrigem Habitus. Gelegentlich kommen darin sandige Zwischenlagen vor, Muschelschalenreste (*Pteria* sp.) sind häufig (GEES 1955). Beim Lumachellenkalk handelt es sich um einen dunkelgrauen, leicht spätigen Kalk, der aus Muschelschalentrümmern besteht. Daneben findet sich auch grauer feinkörniger bis dichter, hellgrau anwitternder seidenglänzender Kalk. Die Abtrennung zur Allgäu-Formation im Hangenden ist nicht immer eindeutig. CADISCH (1921) bestimmte im Kalkschiefer *Palaeocardita austriaca* HAUER und konnte der Formation damit eindeutig ein rhätisches Alters zuordnen. Die Mächtigkeit der Kössen-Formation beträgt 20–30 m.

I Agnelli-Formation, Alv-Brekzie

Direkt der Hauptdolomit-Gruppe aufliegend finden sich rund um die Casanna und den Gmeinboden in Bändern Gesteine der Agnelli-Formation und der Alv-Brekzie. Am Vorgipfel der Casanna wird der Hauptdolomit in Plattenkalkfazies über einem Emersionshorizont von dickbankigem rotem spätigem, crinoidenreichem bioklastischem Kalk überlagert (*Agnelli-Formation* in Hierlatz-Kalkfazies, WEISSERT 1975). Mehrere dezimeter- bis metertiefe Spalten im Hauptdolomit sind ebenfalls mit diesem Kalk verfüllt und deuten auf Extensionstektonik hin. Aufgrund seines Eisengehalts ist der gut geschichtete, muschelartig brechende dichte Kalk oft rot, grün oder grau gefärbt. Da und dort sind feine Hornsteinbändchen eingebettet. Das frühjurassische Alter konnte von WEISSERT (1975) mit dem Fund von *Involutina liassica* JONES an einem Aufschluss 500 m NNW der Parsennhütte bestätigt werden. Die Mächtigkeit der Formation schwankt zwischen 10 und 30 m. Die im Hierlatz-Kalk eingelagerte Kalkbrekzie verfügt über eine gelblich-rötliche Matrix (Fig. 11). CADISCH (1921) verglich sie mit der *Alv-Brekzie* am Berninapass.

CADISCH (1921) beschrieb ausserdem den Fund eines Ammoniten und von Belemniten (ZYNDL 1912) im Hierlatz-Kalk der Casanna. Im Dach der Agnelli-Formation wird der Hierlatz-Kalk zusehends mergeliger und schliesslich von fleckigem Mergel und Kalk der Allgäu-Formation überlagert.

I-i Allgäu-Formation

Die Allgäu-Formation ist südlich des Grünhorns und an dessen Ostgrat aufgeschlossen und kann bis an den Nordfuss der Casanna verfolgt werden. Die über der Kössen-Formation einsetzende, jedoch nicht immer eindeutig von dieser abtrennbaren Allgäu-Formation besteht aus einer variablen Abfolge von im Dezimeterbereich gebanktem bioturbiertem, oft auch mergeligem Kalk, Spatkalk und Sandkalk (früher «Fleckenkalk», WEISSERT 1975; er fand zudem im basalen Abschnitt Belemniten). Anders als in der Grünhorn-Schuppe folgt in der Casanna-Schuppe gegen oben eine Abfolge von schlecht sortierter monomiktter Mikrobrekzie im Wechsel mit Kieselkalkhorizonten (WEISSERT 1975). Auch EBERLI (1985) bemerkte in den «Arosen Dolomiten» (Gebiet Arosa) dieses fast völlige Fehlen der Resedimente, die für die Ela- und Ortler-Decke so typisch sind. Die Mächtigkeit variiert zwischen 20 und 30 m (CADISCH 1921). Die Allgäu-Formation ist die jüngste Formation der Grünhorn-Schuppe und wurde im Frühen bis Mittleren Jura gebildet (EBERLI 1985).

Im Gegensatz zur Grünhorn-Schuppe schliesst die Allgäu-Formation die Schichtreihe in der Casanna-Schuppe nicht ab, sondern wird von der Augsten-Brekzie überlagert.



Fig. 11: Aufschluss von bunter Kalkbrekzie (Alv-Brekzie, Casanna-Schuppe) am Ostgrat unterhalb der Casanna (bei Koord. 2782.314/1192.565). Foto A. Signer 2014.

c_A Augsten-Brekzie

Die Augsten-Brekzie ist unterhalb des Augstenhorngipfels nördlich der Parsennfurgga (Pkt. 2522) aufgeschlossen und zieht weiter dem Grat entlang zum Gmeinboden und in Richtung Casanna. WEISSERT (1975) beschreibt die Augsten-Brekzie als schlecht sortierte Brekzie, deren angerundete bis gut gerundete Komponenten Millimeter- bis Metergrösse aufweisen können; im Mittel liegt die Korngrösse bei einigen Zentimetern. Als Bruchstücke finden sich in erster Linie Hauptdolomit und Kalk, daneben gut durchmischt Quarzphyllit, Quarzsandstein, Hierlatz-Kalk, Radiolarit, heller Kalk der Russenna-Formation und pelagischer mikritischer Kalk. Die Brekzienhorizonte werden von einzelnen pelitischen Bänken getrennt. Der Kontakt der Augsten-Brekzie mit den liegenden Formationen ist nicht eindeutig stratigraphisch (WEISSERT 1975).

WEISSERT (1975) zufolge zeigen die Brekzienkomponenten direkt am Kontakt zum überlagernden Kristallin der Gmeinboden-Klippe eine extreme Elongation, Fluidaltexturen deuten zudem auf eine zusätzliche Rotation der Komponenten hin. Er schliesst aufgrund der Einregelung und Streckung der Komponenten auf eine E-W gerichtete Bewegung der überlagernden Kristallindecke.

Das Alter der Augsten-Brekzie konnte WEISSERT (1975) anhand des Vorkommens von *Rotalipora appenninica* RENZ und *Praeglobotruncana stephani* GANDOLFI, die er in einem Klast mit reicher Planktonfauna fand, als spät- bis postcenoman bestimmen.

DORFBERG-DECKE

M_D Silikatmarmor

Die hier zusammengefassten Gesteine sind sehr vielfältig und umfassen neben Silikatmarmor untergeordnet verschiedene Felse (v.a. Aktinolith-, Pyroxen- und Epidotfels) und Gneismylonit. Bei den am Kontakt zwischen Totalp-Ophiolithkomplex und Dorfberg-Decke auftretenden «Zwischengesteinen» (BALL 1897, CADISCH 1921, PETERS 1963, GIGER 1985) handelt es sich um dichte bis feinkörnige, oft blass gelb- bis blaugrüne, graue oder dunkelgrau gefärbte und von hellen Adern durchsetzte Gesteine. Sie sind im Haupter Tälli (bei Koord. 2779.730/1187.740, auf der Karte nicht verzeichnet), am Mittel- und Schaflägergrat, im Bawald bei Klosters sowie besonders schön im Dorftälli bei Pkt. 2544 aufgeschlossen. Direkt an den Serpentin angrenzend liegt meist eine 10 cm bis max. 5 m mächtige Lage von grauem, schwarz und grün getupftem Silikatmarmor, gefolgt von dunkelgrünem bis schwarzem Aktinolithfels, dichtem, blass blaugrauem bis gelblich-grünem Pyroxen- und grüngelbem Epidotfels, seltener schwarzer Diopsidfels, Diopsid- und Granatpyroxenfels, im frischen Bruch olivgrünem Epidot-Pyroxenfels, bläulichgrünem Pumpellyt- und Prehnitfels sowie Gneismylonit. Die Gesamtmächtigkeit dieser Einheit schwankt stark zwischen einigen Dezimetern bis maximal 10 m. Die Kontaktfläche ist leicht gewellt oder leicht verschuppt. Teilweise sind die «Zwischengesteine» linsenartig im Serpentin eingelagert, bilden Bänke oder treten als Schlieren auf, sind scharf voneinander abgegrenzt oder gehen allmählich ineinander über (PETERS 1963). PETERS (1963) deutet diese Gesteine dahingehend, dass es sich ursprünglich um eine kalkige Sedimentauflage auf dem Gneis handelte, die während der alpinen Gebirgsbildung ausgewalzt wurde und chemisch mit dem Gneis reagierte.

A_D Amphibolit und Hornblendegneis

In den Biotit-Plagioklasgneis (s.u.) sind relativ schmale Züge von 5–10 m Breite mit Amphibolit und metadioritischem Hornblendegneis eingebettet, hauptsächlich am Schafläger- und Mittelgrat nördlich des Salezer Horns. Der bräunlich anwitternde Amphibolit ähnelt demjenigen der Silvretta-Decke. Im frischen Bruch sind es lagige Gesteine mit dunkelgrünen bis schwarzen hornblendereichen Bereichen in Wechsellagerung mit helleren dunkelgrauen bis graugrünen plagioklasreichen Lagen (GIGER 1985). Der Amphibolit führt z.T. orange bis hellrote Granatkornaggregate. Der graugrüne plagioklasreiche und feinkörnige meta-

dioritische Hornblendegneis und -schiefer findet sich zwischen dem Amphibolit und dem hornblendefreien Gneis. Der Hornblendegneis enthält kleine (<0,5 mm) Hornblendenädelchen, ist im Feld jedoch kaum von den Paragneisen zu unterscheiden. Mengenverhältnisse nach GIGER (1985): Plagioklas 55–60 Vol.-%, Hornblende 20–25%, Biotit 5–10% sowie Granat, Titanit und Quarz je 3–5%. Mit Pyropgehalten von 1,5% (GIGER 1985) unterscheidet sich dieser Granat vom wesentlich pyropreicheren Granat aus dem Eklogit und dessen retrograden Varietäten aus der Silvretta-Decke (ca. 10–20% Pyrop, THIERRIN 1983, KRÄHENBÜHL 1984).

G_{Dm} Muskovit führender Biotit-Plagioklasgneis

Der Muskovit führende Biotit-Plagioklasgneis unterscheidet sich vom nachfolgend beschriebenen Biotit-Plagioklasgneis in der Dorfberg-Decke lediglich durch einen höheren Hellglimmeranteil und das häufigere Auftreten von Glimmerschiefer und Alumosilikat führendem Glimmergneis bis -schiefer. Im Feld fallen zudem bis zu 5 mm grosse Muskovitporphyroblasten des in der Regel fein- bis feinkörnigen graugrünen Gesteins ins Auge (z. B. nordöstlich unterhalb der Station Höhenweg, bei Koord. 2780.280/1188.520). Das Gestein besteht gemäss GIGER (1985) aus Plagioklas (40–45 Vol.-%), Quarz (30–35), Muskovit (15–20), Chlorit (5–10) und Übergemengteilen wie Erze, Apatit, Zirkon, Monazit(?). Chlorit, «Leukoxen», «Saussurit», Serizit und Adular sind als sekundäre Gemengteile enthalten. Neben den Muskovitfatschen finden sich im Gneis auch vereinzelt Plagioklasknötchen eingebettet. Vom Südostgrat des Salezer Horns bis zum Panoramaweg (bei Koord. 2782.280/1188.580) fand GIGER (1985) Zweiglimmer-Plagioklasgneis mit ebensolchen eingeschalteten Plagioklasknoten. Die Knoten und Linsen weisen eine Grösse zwischen 0,1 und 1 cm auf, das Gestein erinnert an den Plagioklaskongneis der Silvretta-Decke.

GIGER (1985) beschreibt kleinere Vorkommen von teilweise Alumosilikat führendem Glimmergneis und -schiefer im Gebiet des Dorfbergs, südlich und südöstlich des Salezer Horns sowie nördlich des Schaflägers, die in Muskovit führenden Biotit-Plagioklasgneis eingeschaltet sind. Die Granatkristalle erreichen dabei eine Grösse von höchstens 1 mm und sind von Auge kaum zu erkennen. Im Vergleich zum Muskovit führenden Biotit-Plagioklasgneis weisen die Alumosilikat führenden Glimmergneise und Glimmerschiefer einen deutlich höheren Hellglimmeranteil von bis zu 45% auf (GIGER 1985).

G_D Biotit-Plagioklasgneis i. Allg.

Der geschieferte, seltener massige Biotit-Plagioklasgneis bildet das Gestein mit der grössten Verbreitung innerhalb der Dorfberg-Decke. Das rot- bis gelbbraun anwitternde fein- bis mittelkörnige Gestein besteht nach GIGER (1985) aus Plagioklas (60–70 Vol.-%), Quarz (15–20) und Biotit (10–15), daneben Muskovit sowie Apatit, Zirkon, Monazit als Übergemengteil sowie während der alpinen Gebirgsbildung retrograd entstandener Chlorit, «Leukoxen», Serizit, Adular und Limonit (Probe

von Koord. 2780.620/1189.030). Meist weist der Biotit-Plagioklasgneis ein grano- bis lepidoblastisches Gefüge auf. Auf den Schieferungsflächen sind rotbraune Biotitblättchen von 0,3–3 mm Durchmesser erkennbar. Quer zur Schieferung sind zusätzlich graugrüne Plagioklas- oder hell- bis dunkelgraue Quarzaggregate erkennbar. In den vergrünten Bereichen wurde Biotit beinahe vollständig zu Chlorit umgewandelt. Aus dem Gebiet von Blatt Davos liegen fünf chemische Analysen des Biotit-Plagioklasgneises der Dorfberg-Decke vor (s. Anh. A).

Zweigliimmer-Granat-Alumosilikatgneis

Zweigliimmer-Granat-Alumosilikatgneis kommt vereinzelt im Gebiet südwestlich des Schaflägers (bei Koord. 2780.580/1188.630) bis zum Panoramaweg (2782.400/1188.990) vor. Er ist meist wenig mächtig und höchstens einige Meter breit als Einschaltung im Biotit-Plagioklasgneis und im Amphibolit zu finden. Der Zweigliimmer-Granat-Alumosilikatgneis wittert gelblich bis bräunlich an und fällt im Feld vor allem durch silbrigglänzende Schieferungsflächen auf. Darauf erkennbar sind Hellglimmer, rotbraun oder gelblich verwitterter Biotit und manchmal hellroter Granat (1–5 mm Durchmesser). Der Gneis besteht nach GIGER (1985, Vol.-%) aus Hellglimmer (25–30), Quarz (20–25), Andalusit (15–20), Biotit/Chlorit (10–15), Granat (8–10), Plagioklas (8–10), Staurolith und Sillimanit («Fibrolith») als Nebengemengteile sowie Apatit, Turmalin, Monazit, Zirkon und Erz als Übergemengteile.

Biotit-Plagioklasgneis mit gehäuften Auftreten von sauren Gängen

Im Biotit-Plagioklasgneis sowie im Amphibolit und Hornblendegneis («Mittelgratserie», STRECKEISEN 1948, GIGER 1985) der Dorfberg-Decke finden sich gehäuft saure Gänge, die von GIGER (1985) als feinkörniger *Aplit*, mittelkörniger *Turmalingranit* und grobkörniger *Turmalinpegmatit* klassiert wurden. Sie durchsetzen das vergneiste Nebengestein in bis zu 10 m breiten konkordanten und diskordanten Gängen. Der Kontakt zwischen Turmalinpegmatit und dem Nebengestein ist durch alpine Deformation modifiziert worden, wodurch Ruschelzonen und Ultrakataklasite entstanden sind. Das Nebengestein kann Schlepplstrukturen der Hauptschieferung aufweisen, Nebengesteinseinschlüsse in den granitischen Gängen können turmalinitisiert sein.

Der turmalinarne bis -freie *Aplit* besteht aus Kalifeldspat (35–40 Vol.-%), Quarz (25–30), Plagioklas (15–20), Hellglimmer (10–15) und Biotit/Chlorit (5–10) neben Apatit, Serizit, Erz, Limonit, «Leukoxen» und «Saussurit» (GIGER 1985). Im *Turmalingranit* findet sich Kalifeldspat (35–40 Vol.-%), Quarz (25–30), Plagioklas (20–25), Hellglimmer (7–10), Turmalin (5–7), Granat, Biotit, Chlorit, Apatit, Zirkon, Serizit, «Leukoxen» und «Saussurit» (GIGER 1985). Gemäss den Mikrosondenanalysen ist der Granat randlich Mn-reicher und hat eine mittlere Zusammensetzung (GIGER 1985, Vol.-%) von Almandin (64), Spessartin (29), Pyrop (5,3), Andradit

(1,5) und Grossular (0,2). Turmalin ist optisch zoniert, mit blaugrünen Kernen und gelbgrünen Rändern. Grobkörniger *Turmalinpegmatit* enthält bis zu 10 cm lange, stark fragmentierte Turmaline. Mikroskopisch finden sich laut GIGER (1985, Vol.-%): Quarz (40–45), Plagioklas (30–35), Kalifeldspat, Hellglimmer (10–15), Turmalin (5–7), Kalifeldspat (3–5) neben Apatit, Chlorit, Pyrit, «Leukoxen» und «Saussurit». Vom Kartengebiet liegen vier chemische Analysen von Pegmatiten vor (s. Anh. A).

Weiterer, auf der Karte nicht dargestellter Gesteinstyp

Zweiglimmer-Plagioklas-Kalifeldspatporphyroklastengneis: Dieses Gestein kommt nur als Einschaltung im Biotit-Plagioklasgneis der Dorfberg-Decke (bei Koord. 2782.220/1189.010 und 2782.480/1188.960; GIGER 1985) vor; auf eine Darstellung in der Karte wurde daher verzichtet. Das hervorstechende Merkmal bilden Kalifeldspataugen mit Altkorn- und jüngeren Rekristallisationsdomänen aus Albit-Oligoklas und Quarz-Myrmekit sowie Muskovit-Quarz-Symplektit; in Letzterem beträgt der Korndurchmesser höchstens 1 mm. Der Gneis besteht aus (GIGER 1985, S. 176f., Vol.-%): Quarz (30–35), Plagioklas (25–30), Hellglimmer (15–20), Biotit (10–15) und Kalifeldspat (5–10). Übergemengteile: Apatit, Zirkon, Monazit und Erz. Als alpine retrograde Bildungen beschreibt GIGER (1985) Chlorit, «Leukoxen», Serizit, Adular und Limonithäute. Laut GIGER (1985) könnten die Kalifeldspäte primäre stoffliche Inhomogenitäten oder lokale externe Alkalizufuhr widerspiegeln.

G_{γa} Metagabbro

Der dunkle massige bis paralleltexturierte mittelkörnige Metagabbro der Dorfberg-Decke («Gabbrozug» bei STRECKEISEN 1948) bildet einen etwa 20 km langen Zug vom Schafläger bis ins Monbiel. Im Dorfberg-Kristallin herrscht massiger Metagabbro vor (Fig. 12A), mit Übergängen zu Hornblendegneis und eingelagertem ultramafischem Hornblende- und Plagioklas-Quarzfels. Demgegenüber könnten die lagigen Abfolgen am Gorihorn (Silvretta-Decke) als Relikte magmatischer Kumulatstrukturen gedeutet werden (Fig. 12B). Die massige Gabbro-Variante setzt sich nach GIGER (1985, S. 262, Vol.-%) aus saussuritisiertem Plagioklas (50–55) und dunkelgrüner bis dunkelbrauner aktinolithischer Hornblende (40–45) zusammen, neben untergeordnetem, oft chloritisiertem Biotit. Akzessorisch treten Quarz, Apatit, Zoisit, Prehnit, Rutil, Zirkon, Magnetit und Ilmenit auf. Primäre Plagioklasrelikte haben labradoritisch-bytownitische An-Gehalte von 50–76An (STRECKEISEN 1948, GIGER 1985). Vom Gebiet des Blatts Davos gibt es für die Dorfberg-Decke vier chemische Analysen des Metagabbros (s. Anh. A).

In grossen, nicht rekristallisierten Hornblenden bilden eingelagerte kleinste Ti-Phasen dunkle Kerne, die laut STRECKEISEN (1948) schon in den primären Pyroxenen vorhanden waren. Laut den Mikrosondenanalysen kommen zwei Hornblende-Typen vor: ein alkaliarmer, Ca-reicher Aktinolith bis Magnesio-Hornblende und ein Ca-armer, Fe- und Mg-reicher Cumingtonit (GIGER 1985). Die Chlorite gehören gemäss diesem Autor chemisch zu den Pyknochloriten und Diabantiten, seltener zur Gruppe der Klinochlore und Oxichlorite. Der Gabbro der Dorfberg-Decke wird von Turmalin führenden granitischen Gängen diskordant durchschlagen (STRECKEISEN 1948, GIGER 1985). Diese Intrusionen bewirkten im Gabbro die Kristallisation von Turmalin unter Verdrängung der Hornblende, der Saussurit-Aggregate und des Biotits.

H *Hornblendefels*

Der mit dem Metagabbro der Dorfberg-Decke vergesellschaftete Hornblendefels (Metaultramafitit) am Salezer Horn und in der Schaflägerflanke – GIGER (1985) beschreibt sie als stark rotbraun angewitterte gangartige Hornblenditkörper – zeigt im Gelände nahtlose Übergänge zum Metagabbro. Er führt bis zu 1 cm grosse, meist zu kleinfilzigen Aggregaten umgewandelte Hornblenden mit den schon von BALL (1897) beschriebenen dunklen Kernen (90 Vol.-%, STRECKEISEN 1948), neben Saussurit/Serizit-Plagioklasersatz (8), wenig Rutil und Erz (2). Aus dem Kartengebiet liegen sieben chemische Analysen vor (s. Anh. A).

G_{7D} *Granitgneis*

Der Granitgneis bildet annähernd konkordante helle, schon von weitem sichtbare gangartige Züge, die in den Muskovit führenden Biotit-Plagioklasgneis eingeschaltet sind, z. B. östlich des Schaflägers oder am Tschuggen in Davos-Dorf. Es handelt sich um graugrünen feinkörnigen Granitgneis, der dieselbe penetrative Hauptschieferung aufweist wie die Nebengesteine. Der Granitgneis weist einen scharfen Kontakt zum Nachbargestein auf und enthält Paragneisschollen.

Neben dunkelgrauen Quarzkornaggregaten (30–35 Vol.-%), feinkörnigen weisslichen bis grünlichen Feldspäten (Kalifeldspat 25–30, Plagioklas 20–25), leicht grünlichem Hellglimmer (15–20) und graugrünem Chlorit enthält das Gestein auch vereinzelt schwarzen Turmalin (GIGER 1985). Dieser tritt jedoch deutlich weniger häufig auf, als dies in den Turmalin führenden sauren Gängen der Fall ist. Der Granitgneis verfügt über ein porphyroblastisches Gefüge; in eine helle, feinkörnige Grundmasse aus Quarz, Feldspat und Glimmer sind isolierte weisse Feldspäte eingebettet. Feinkörnige Glimmerflitter definieren die Hauptfoliation.

Weitere, auf der Karte nicht dargestellte Gesteinstypen

Vom Kristallin der Dorfberg-Decke berichtete GIGER (1985) von Gesteinen, die durch tektonische Prozesse eine starke Korngrößenabnahme und eine alpine blastomylonitische bis ultrakataklastische Deformationen erfahren haben. Hauptsächlich im Kontakt zu basischen Gesteinskomplexen (Metagabbro, Hornblendefels, Amphibolit) findet sich hell- bis dunkelgrauer, dichter bis sehr feinkörniger, teilweise gebänderter Chlorit-Biotit-Plagioklasgneis, der von GIGER (1985) als *Blastomylonit* gedeutet wurde. *Kataklasit*, *Ultrakataklasit* und Ruschelzonen fand GIGER (1985) häufig in der Nähe des «Gabbro-Zugs» (z. B. rund ums Salezer Horn bei Koordin. 2782.450/1188.870, 2781810/1189.010 und 2782.080/1188.720). Im Randbereich der sauren Gänge und Amphibolitzüge finden sich auch oft wenige Zentimeter breiter *Ultrakataklasit* und Ruschelzonen. Unter dem Mikroskop bestehen diese Gesteine aus einer sehr feinkörnigen Grundmasse (Körner mit einem Durchmesser von wenigen Mikrometern), in die Quarz- und Plagioklasfragmente eingebettet sind. Laut GIGER (1985) rekrystallisierten im Mylonit nur die Quarze, während die Feldspäte als Porphyroklasten oder als Serizithaufen erhalten geblieben sind. Im Mylonit und im Kataklasit sind Drucklösungsprozesse häufig zu beobachten (GIGER 1985). Im Gebiet von Blatt Davos sind zwei Kataklasitproben chemisch analysiert worden (s. Anh. A).



Fig. 12: A: Massiger Metagabbro der Dorfberg-Decke, Dorftälli. Foto M. Maggetti 2015. B: Gebänderter Metagabbro der Silvretta-Decke, Gorihorn, wohl ein ursprünglich magmatisches Layering bzw. eine Kumulatstruktur abbildend. Hammerlänge ist 30 cm. Foto M. Maggetti 1983.

SCHAFLÄGER-DECKE

t_b Kristallin, tektonisch stark überprägt

Schiefriger Kataklasit im Verband mit Gesteinen der Chazforà-Formation findet sich im Schaflägergebiet (bei Koord. 2780.810/1188.320), kataklasierter Gneis liegt im Haupter Tälli (2779.490/1187.430) vor, und östlich des Schaflägers (2780.425/1188.375) stehen tektonisierter Sandstein und kataklasiertes Kristallin im Kontakt zur Dorfberg-Decke an. Die fein- bis mittelkörnigen schiefrigen Kataklastite im Tälchen südlich des Schaflägers sind angewittert braun oder ocker, im frischen Bruch graugrün. Auf den Schieferungsflächen sind kleine Hellglimmer zu erkennen. Orthogonal zur Schieferung sind in einer feinkörnigen Matrix milchige Quarzlin sen, graugrüne Flasern, dunkelgraue Chloritschnüre und erzgefüllte Adern sowie ockerfarbene Limonitbildungen sichtbar. Im Dünnschliff ist eine feinkörnige Serizitmasse zu erkennen, darin eingebettet sind stark serizitierter Plagioklas und plastisch deformierte linsige Quarzkornaggregate. GIGER (1985) vermutet, dass es sich bei den Gesteinen um stark kataklasiertes Kristallin, allenfalls mit Gesteinen der Dorfberg-Decke, handelt. Im Haupter Tälli westlich des Schaflägergebiets steht graugrüner mittelkörniger und stark kataklasierter Gneis im Verband mit den dortigen Sedimenten an. Im Handstück liegen weisse Quarzkörner, Plagioklase, dunkelgrüne Chloritfitterchen und Hellglimmer in einer feinkörnigen Matrix. Unter dem Mikroskop enthalten die Gesteine stark rupturierte, serizitisierte und saussuritisierte Plagioklase, kaltdeformierte Quarzkornaggregate und deformierten Chlorit. Das Gestein wird von zahlreichen Kalzitadern durchsetzt und ähnelt dem kataklasierten, Hellglimmer führenden Mönchalp-Augengneis der Rothorn-Decke. Am Kontakt der Dorfberg-Decke zur Schafläger-Decke im Dorftälli (bei Koord. 2780.890/1188.615) kommt stark tektonisierter grüner Glimmer führender feinkörniger Sandstein bzw. kataklastisches Kristallingestein vor. Weder im Feld noch unter dem Mikroskop können die ineinander verschuppten Gesteine eindeutig voneinander unterschieden werden.

P_R Ruina-Formation

Vereinzelte Aufschlüsse der Ruina-Formation (DÖSSEGER 1974; bei CADISCH 1921 Teil des «Verrucanos», bei STRECKEISEN 1928 als «Quarzporphyr» bezeichnet) finden sich am Schafläger (bei Koord. 2781.030/1188.430) und eingangs des Mönchalptals (2786.245/1190.660). Die Gesteine der Ruina-Formation bestehen aus autohydrothermal umgewandeltem bzw. verwittertem, sedimentär umgelagertem vulkanischem Material. Es handelt sich um hellgrauen, braunroten, manchmal auch grünen Schiefer, in dessen buntgefärbter Matrix weisse, graue und schwarze feinkörnige Komponenten liegen. Er wird von hellen Quarzädern durchschlagen. Im Dünnschliff aus Proben vom Schafläger wird ersichtlich, dass die Matrix aus Feldspattrümmern, Tonsteinfragmenten, Hellglimmer

(bis 100 μm), kleinen Quarzkörnchen ($<30 \mu\text{m}$), Chlorit und Hämatit besteht. In die feine Grundmasse sind korrodierte, von der alpinen Metamorphose jedoch fast gänzlich verschonte Quarzkörner ($>0,1 \text{ mm}$), grössere, sehr feinkristalline Aggregate, teilweise zersetzte Feldspatfragmente, Hellglimmerflitterchen und bis zu 1 mm grosse hämatitisierte Erzkörner eingebettet (GIGER 1985). Die hellgrauen geschieferten Vulkanite im Raum Davos-Klosters zeigen im Querbruch das typische effusive Porphyrgefüge mit Einsprenglingen von magmatisch korrodiertem Quarz (35 Vol.-%, STRECKEISEN 1928), Plagioklas (5), Muskovit (5) und Biotit sowie Kalzitdrusen (5) in einer feinschuppigen serizitisch-chloritischen Grundmasse (50). In den stärker tektonisierten, stark geschieferten hellgrünen Vulkaniten sind die Grosskristalle fast vollständig zerrieben. Das Alter der Ruina-Formation ist nicht bekannt, sie wird von FURRER et al. (1985) ins Frühe Perm gestellt.

p_c Chazforà-Formation

Aufschlüsse der Chazforà-Formation (DÖSSEGGER 1974) finden sich rund um den Schafläger, eingangs des Mönchalptals bis zum Gschwantenboden sowie im Monbiel. Die Formation besteht aus Brekzie, Konglomerat, Sandstein und Schiefer, die auffallend braunrot und grün, an der Oberfläche auch ausgebleicht sind und vulkanisches Material enthalten («Verrucano» bei CADISCH 1921). Unter dem Mikroskop zeigt die Brekzie vorwiegend eckige Bestandteile und, wie das Konglomerat und der schlecht sortierte Sandstein mit ihren mittel- bis grobkörnigen und angerundeten bis gerundeten detritischen Körnern, als Komponenten Quarz, Schieferbruchstücke, teilweise serizitisierten und von Karbonat verdrängten Feldspat, Hellglimmerflitter und hämatitisierte Erzkörner (GIGER 1985). Die Matrix wird von Tonmineralen, Serizitschüppchen und kleinen, stark illitisierten und serizitisierten sowie von Hämatit imprägnierten Feldspattrümmern (?) gebildet. Die Chazforà-Formation ist vermutlich spätpermischen bis frühtriassischen Alters (FURRER et al. 1985).

t₁ Fuorn-Formation

Die Gesteine der Fuorn-Formation (DÖSSEGGER 1974; «Buntsandstein» bei CADISCH 1921) sind rund um den Schafläger aufgeschlossen. Es ist ein im Gelände auffallend heller, im frischen Bruch schneeweisser dünnbankiger Quarzsandstein. Von den über- und unterlagernden Gesteinen grenzt er sich scharf ab. Die Quarzkörner sind mittel- bis grobkörnig, daneben finden sich im Gestein auch Feldspäte und Bruchstücke von buntem Schiefer. GIGER (1985) fand im Dünnschliff neben gut gerundeten detritischen und stark undulös auslöschenden Quarzkörnern auch meist stark illitisierten und serizitisierten Feldspat sowie Bruchstücke von buntem Schiefer. Die xenoblastischen Quarzkörner weisen teilweise Ränder aus Tonteil-

chen auf. Aufgrund ihrer Lage zwischen der Chazforà- und Ducan-Formation lässt sich die Fuorn-Formation zeitlich vermutlich in die Frühe Trias (bis frühe Mitteltrias?) stellen (FURRER et al. 1985).

Ducan-Formation

Die Gesteine der Ducan-Formation (EICHENBERGER 1986; «Muschelkalk» bei BRAUCHLI 1921) sind im Gebiet von Blatt Davos am Nordfuss der Chüpfenflue, nördlich des Strelapasses und rund um den Schafläger aufgeschlossen. Im Vergleich zum Ducangebiet ist die Schichtmächtigkeit im Schaflägerzug stark reduziert. Die Ducan-Formation lässt sich hier in ein älteres Gracilis-Member (t_{2G}) und ein jüngeres Trochitendolomit-Member (t_{2T}) unterteilen.

t_{2G} **Gracilis-Member**

Aufschlüsse des Gracilis-Members befinden sich lediglich am Schafläger und an einer Stelle bei Alpegg nördlich unterhalb des Gatschiefers (bei Koord. 2788.750/1191.300). Es handelt sich um einen auffallend gelb anwitternden, teils brekziösen und sandigen Dolomit. Im frischen Bruch weist er eine gelbliche oder bräunliche bis dunkelgraue Färbung auf. Unregelmässig verteilte feinste Tonhäute durchsetzen das Gestein. Die Brekzienkomponenten sind bis zu 5 cm gross und bestehen aus mikritischem Dolomit. Dazwischen wird der Dolomit von zahlreichen gelblichen bis gelbbraunen dolomitgefüllten Haarrissen und weissen Kalzitäderchen durchsetzt. Unter dem Mikroskop ist ersichtlich, dass die mikro- bis feinkristallinen Dolomitkomponenten (einige Mikrometer bis 50 μm) von etwas grobkörnigeren Dolomitäderchen, Quarzäderchen sowie mittel- bis grobkörnigen Kalzitadern durchzogen werden. In den brekziösen Bereichen finden sich auch siliziklastische Häute. In ton- und serizitreicher Matrix eingebettet sind eckige feinkörnige Quarzkomponenten, stark umwandelte Feldspatkomponenten sowie Hellglimmer- und Chloritfitter (GIGER 1985). Die Gesteine sind im Aufschluss nur geringmächtig und meist nicht im stratigraphischem Kontakt zum Liegenden oder Hangenden. EICHENBERGER (1986) konnte aufgrund der Fossilfunde in Gesteinen des Gracilis-Members im Ducan- und im südlichen Landwassergebiet keine präzise Alterseinstufung vornehmen; er schloss aber aufgrund von Foraminiferen (*Ammodiscus incertus* D'ORBIGNY, *Ammodiscus multivolutus* REITLINGER) auf frühes bis mittleres Anisien.

t_{2T} *Trochitendolomit-Member*

Das Trochitendolomit-Member («Oberer Muschelkalk» bei BRAUCHLI 1921, «Trochitendolomit» bei EUGSTER 1923, «Rekristallisierte Kalke» bei GIGER 1985) ist schlecht zugänglich am Nordabhang der Chüpfenflue, am Strelapass und am Schafläger aufgeschlossen. Es handelt sich um hell anwitternden plattigen, im frischen

Bruch z.T. braun- bis dunkelgrauen grobkristallinen sandigen Dolomit und grauen feinkristallinen Kalk. Unter dem Mikroskop ist der Kalk komplett rekristallisiert, darin eingestreut sind einzelne Quarzkörner (GIGER 1985). Sowohl BRAUCHLI (1921) für das Gebiet rund ums Lenzerhorn als auch EUGSTER (1923) und EICHENBERGER (1986) beschreiben das lediglich lagenweise Vorkommen von Crinoidenstielgliedern. Die Mächtigkeit des Trochitendolomit-Members beträgt nur einige wenige Meter bis maximal 15 m. Eine genaue Altersdatierung aufgrund der gefundenen Fossilien ist nicht möglich. EICHENBERGER (1986) grenzt das Alter aufgrund von *Entrochus silesiacus* BEYRICH sowie *Encrinurus liliiformis* LAM. auf das späte Anisien ein.

t₄ Raibl-Gruppe

Aufschlüsse der Raibl-Gruppe (FRANK 1986) innerhalb des Schaflägerzugs finden sich an der Chüpfenflue am Kontakt zur Schiahorn-Decke und im Monbiel. Es handelt sich um hellen, grau bis gelbbraun anwitternden brekziösen Dolomit und Rauwacke, wie sie bereits bei der Weissfluh- und Gotschnawang-Scholle der Arosa-Decke beschrieben wurden (s. o.).

t₅ Hauptdolomit-Gruppe

Die Hauptdolomit-Gruppe der Schafläger-Decke kann vom Monbiel über den Gschwantenboden, eingangs des Mönchalptals, bis zum Lusitschuggen verfolgt werden. Am Spazierweg auf der Ostseite des Davosersees ist sie ebenfalls aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um einen dunkelgrauen Dolomit, der in situ zerbrochen ist. Die Zwischenräume werden von feinen weissen Kalzitadern erfüllt. Eine Unterscheidung vom Dolomit der Schiahorn-Decke ist nicht möglich. Die Mächtigkeit beträgt 10–30 m, als Alter wird Norien angenommen (FURRER et al. 1985).

l-i Allgäu-Formation, Monbiel-Formation

Die Gesteine der *Allgäu-Formation* (EBERLI 1985; «Liasschiefer» bei CADISCH 1921) sind an der Chüpfenflue und im Monbiel aufgeschlossen. Am Schafläger sind sie an einigen Stellen zwischen kataklasierten kristallinen Gesteinen der Dorfberg-Decke und dem gelben Dolomit des Gracilis-Members der Ducan-Formation als geringmächtige Lagen eingeschaltet. Es handelt sich um eine mehr oder weniger regelmässige dünnbankige Wechsellagerung von dunklem tonigem Kalk und schiefrigem Mergel, der oft gelblich anwittert. Als Alter kann Früher bis Mittlerer Jura angegeben werden (EBERLI 1985, FURRER et al. 1985).

Im Frasnardintobel (Koord. 2789.850/1193.950) interpretierte GRUNER (1980, S. 274) ein Liasprofil von GEES (1955) als Teil der Arosa-Decke und stellte es zeitlich in den Späten Jura. Für B. Schwizer (pers. Mitt. 2017) hingegen ist das Profil eindeutig Teil der unterostalpinen Schafläger-Decke und gehört zeitlich dem

Frühen Jura an. Er nannte die Sedimentabfolge, die nur im Monbiel aufgeschlossen ist, im Liegenden der Allgäu-Formation (d.h. im vorliegenden überkippten Profil der jüngere Abschnitt) «Monbiel-Serie». Die hier als *Monbiel-Formation* bezeichnete Einheit ist in der Karte jedoch nicht separat ausgeschieden. Sie besteht aus teilweise mergeligem Kalk und bildet das Hangende der Allgäu-Formation.

i_B Blais-Radiolarit

Radiolarit ist in der Schafläger-Decke lediglich am Nordfuss der Chüpfenflue aufgeschlossen. Das vorwiegend rote, selten grüne Gestein enthält Radiolarien, die oft von blossen Auge erkennbar sind (CADISCH 1921). Mit zunehmendem Tongehalt geht es in kieseligen Tonschiefer über und wechselt sich mit hellen Kalklagen ab. Weisse Quarzadern von bis zu 3 mm Dicke durchziehen das Gestein senkrecht zur Schichtung. Daneben sind auch feine dunkelgraue bis schwarze, teilweise stylolithische Tonlagen erkennbar (WEBER 1976). Die Mächtigkeit an der Chüpfenflue beträgt maximal 20 m. Der Blais-Radiolarit unterscheidet sich nicht vom Radiolarit der Weissfluh- und Gotschnawang-Scholle oder des Totalp-Ophiolithkomplexes, weshalb für die detaillierte Beschreibung auf den entsprechenden Abschnitt verwiesen wird.

ROTHORN-DECKE

Zur Rothorn-Decke gehören ausschliesslich kristalline Gesteine, die im Gebiet von Blatt Davos hauptsächlich am Schafläger und am Davosersee aufgeschlossen sind und stark ans Kristallin der Silvretta-Decke erinnern. CADISCH (1921) bezeichnete die Gesteine als «Casanakristallin», LEUPOLD (1922) als «eingewickelter Silvrettakristallin», STRECKEISEN (1948) als «Grünturm-Serie», später als «Schaflägerkristallin» oder «verschupptes Silvrettakristallin» (STRECKEISEN et al. 1966).

A_R Amphibolit i. Allg.

Der Amphibolit der Rothorn-Decke ist am Grüenturm (Pkt. 2465) und in der Umgebung nördlich des Schiahorns um Pkt. 2652 aufgeschlossen. Es sind bräunlich anwitternde, im frischen Bruch dunkelgrüne bis schwarze Gesteine. Kleineräumig wechseln sich Amphibolit, Biotitamphibolit, Hornblende führender bis hornblendefreier Biotit-(Chlorit-)Plagioklasgneis und Zweiglimmer-(Chlorit-)Plagioklasgneis ab. GIGER (1985) bestimmte in einem Biotitamphibolit die Mengenverhältnisse wie folgt: Plagioklas (40–45 Vol.-%), Hornblende (30–35), Biotit (10–15), Epidot (3–5), Quarz (2–5), als Nebengemengteile opake Erze (2–3), als Übergemengteile Apatit, Titanit sowie alpin retrograd gebildeter Chlorit, «Leukoxen» und Karbonat.

G_R Biotit-Plagioklasgneis

Der feinkörnige, im frischen Bruch graugrüne oder bräunliche Biotit-Plagioklasgneis («Paragneis» bei STRECKEISEN 1948, «Zweigliimmer-Quarz-Plagioklas-Gneis» und «Chlorit-Hellglimmer-Plagioklas-Gneis» bei GIGER 1985) ist in der Rothorn-Decke am Schaf läger und am Südufer des Davosersees aufgeschlossen. Die Gesteine ähneln stark dem Biotit-Plagioklasgneis der Silvretta-Decke, weshalb auf die dortige ausführliche Beschreibung verwiesen wird (s.u.).

GO_R Mönchalp-Augengneis

In der Rothorn-Decke finden sich Aufschlüsse des mittel- bis grobkörnigen Mönchalp-Augengneises (bei STRECKEISEN 1948 als «Orthogneis», bei GIGER 1985 als «mittel- bis grobkörniger, hellglimmerführender Biotit-Plagioklas-Gneis und Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneis» bezeichnet) v.a. südlich des Schaf lägergipfels, entlang des Ostufers des Davosersees und unterhalb der Chüpfenflue. Aufgrund der grossen Ähnlichkeit mit dem Mönchalp-Augengneis der Silvretta-Decke sei auf die dortige ausführliche Beschreibung verwiesen (s.u.).

SCHIAHORN-DECKE

An der Basis der Schiahorn-Decke («Aroser Dolomiten», CADISCH 1921), nördlich des Gross Schiahorns (bei Pkt.2652), sind an der Überschiebung zur Rothorn-Decke Dolomit und Sandstein in direktem Kontakt mit stark kataklasierten Kristallingesteinen aufgeschlossen. Aufgrund der kleinräumigen Ausdehnung der Gesteine ist dieser Zusammenhang auf der Karte jedoch nicht darstellbar. Über der Rothorn-Decke, hier vermutlich durch stark tektonisierten Amphibolit repräsentiert, ist etwas nördlich von Pkt.2652 ein schmales Dolomitband von wenigen Metern Mächtigkeit aufgeschlossen, das keilartig vom Rest der Schiahorn-Decke abgetrennt ist. Diese kleine Schuppe wird wiederum zum Gross Schiahorn hin von einer stark kataklasierten Kristallinschuppe (Paragneis?) überlagert (Fig. 13).

GIGER (1985) hat das kataklastische Kristallin eingehend untersucht. Die am Kontakt zur Rothorn-Decke (bei Koord.2780.550/1188.110) entnommenen Proben bestehen aus hornblendereichem Kataklasit. Die Hornblendenädelchen (0,03–1,5 mm) sind stark zerbrochen, teilweise chloritisiert und von Karbonatneubildungen teilweise verdrängt. In den Zwischenräumen liegen Plagioklaskörner sowie verbogene, mehr oder weniger stark chloritisierte Biotitflitter. In einer Probe aus der stark kataklasierten Kristallinschuppe (bei Koord.2780.510/1188.240) fand GIGER (1985) einen hornblendefreien Kataklasit mit vermutlich primären Feldspäten, die vollständig in Serizit umgewandelt worden sind. In dieser serizitischen Matrix sind feinkörnige Quarzfragmente eingebettet, die eine starke undulöse Auslöschung sowie Deformationslamellen und -bänder aufweisen. Zahlreiche mittelkörnige Karbonat- und Quarzadern durchsetzen das Gestein.

p_C-t₁ Chazforà-Formation, Fuorn-Formation

Die Chazforà- und die Fuorn-Formation, auf der Karte zusammengefasst, sind in der Schiahorn-Decke, am Fuss der Chüpfenflue (auf der Karte nicht eingezeichnet), auf der Büschalp sowie bei der Stilli am Davosersee aufgeschlossen. An letztgenannter Lokalität stehen die Gesteine in direktem Kontakt mit dem Biotit-Plagioklasgneis der Rothorn-Decke. Es handelt sich um rötlichen, an der Oberfläche teilweise auch ausgebleichten Pelit und hellgrauen bis grauen Sandstein (Chazforà-Formation) sowie um gelbbraune und rötliche Grauwacke (Fuorn-Formation).

t₄ Raibl-Gruppe

Innerhalb der Schiahorn-Decke sind die Gesteine der Raibl-Gruppe lediglich, wenig mächtig, am Nordfuss der Chüpfenflue aufgeschlossen, von wo sie zum Strelapass ziehen. Es handelt sich löchrig anwitternde Dolomitbrekzie und Rauwacke, z.T. mit etwas Gips.

Hauptdolomit-Gruppe

Aufschlüsse der Hauptdolomit-Gruppe in der Schiahorn-Decke ziehen im Gebiet von Blatt Davos von der Chüpfenflue über das Schiahorn bis nach Davosdorf, wo sie unter dem Quartär verschwinden, um eingangs des Flüelatal und im Seehornwald nochmals aufzutauchen (CADISCH 1921).

t₅ Müschauns- bis Murteret-Dolomit

Der fein- bis grobkörnige Dolomit wittert meist grau an und ist im frischen Bruch anthrazitfarben. Teilweise wechsellagert er mit dunklem Kalk. Der Dolomit ist sehr heterogen, teils dickbankig oder massig, teils plattig bis schiefrig. Dichter Dolomit wechselt sich kleinräumig mit plattig-schiefrigem Dolomit ab. Die dickbankig-massigen Bereiche zerbrechen meist würfelförmig, oft sind sie auch in situ zerbrochen; helle Kalkadern durchziehen dann das Gestein netzartig. Die Hauptdolomit-Gruppe ist an der Chüpfenflue ausserordentlich mächtig, keilt dann aber gegen Nordosten zum Davosersee hin rasch aus. Eine ähnlich rasche Mächtigkeitsabnahme beobachtete EUGSTER (1923) am südlichen Ende der Schiahorn-Decke. Am Älpliseehorn (Blatt Filisur) erreicht der Hauptdolomit eine Mächtigkeit von etwa 1300 m, während 2 km weiter südlich überhaupt kein Dolomit mehr vorliegt (BRAUCHLI 1921). Die im Kartengebiet erreichte Schichtmächtigkeit liegt bei maximal 400 m, als Alter wird Norien angegeben (FURRER et al. 1985).

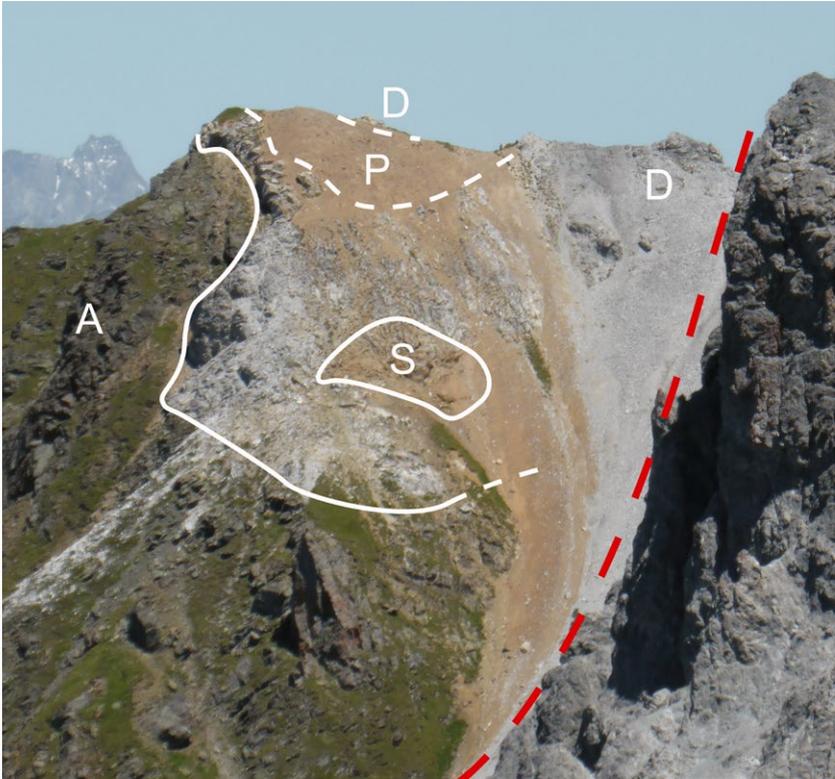


Fig. 13: Blick von der Chüpfenflue zum Pkt.2652 nördlich der Gross-Schiahorn-Westflanke (im Vordergrund rechts). Rothorn-Decke: A=Amphibolit, P=?Plagioklasgneis (stark kataklas-tisch), D=Dolomit (Hauptdolomit-Gruppe), S=Sandstein (Chazforà-Formation), rote gestrichelte Linie=Bruch. Foto A. Signer 2014.

t_{5M} Murtèr-Plattenkalk

Kleine Vorkommen von Plattenkalk wurden von WEBER (1976) an der Chüpfenflue kartiert; ein weiterer Aufschluss findet sich hinter dem Hotel Belvédère in Davos (bei Koord.2782.200/1186.040). Beim Murtèr-Plattenkalk handelt es sich um dunkelgrau anwitternden, im frischen Bruch blaugrauen bis anthrazitfarbenen plattigen Kalk. Je nach Mergelgehalt und Anteil dunkler Tonlagen kann der Plattenkalk auch feingeschiefert sein. Er erreicht eine Mächtigkeit von lediglich einigen Metern.

Oberostalpin

GMEINBODEN-KLIPPE

Als Klippen mit vorwiegend kristallinen Gesteinen liegt die Gmeinboden-Klippe am Augstenhorn (Pkt. 2523 nördlich der Parsennfurka) und am Gmeinboden der Casanna-Schuppe auf. Zwischen den beiden Alpen Ober- und Untersäss ist ebenfalls – wohl versacktes – Kristallin der Gmeinboden-Klippe aufgeschlossen. Die Gesteine der Gmeinboden-Klippe weisen grosse Ähnlichkeiten mit denjenigen der Silvretta-Decke auf.

A_G Amphibolit

Beim Amphibolit der Gmeinboden-Klippe handelt es sich um ein dunkelbraun anwitterndes, im frischen Bruch dunkelgrünes, teils schiefriges, oft lagiges und deutlich gebändertes fein- bis mittelkörniges Gestein mit grano- bis lepidoblastischem Gefüge. Es besteht aus Plagioklas, grüner Hornblende, Quarz, Biotit, Apatit, Titanit-Leukoxen, Ilmenit, Pyrit, Granat und Rutil. Am Augstenhorn (Pkt. 2523 nördlich der Parsennfurka) beschrieb GEES (1955) einen Granatamphibolit.

G_{Gb} Biotit-Plagioklasgneis

Der Biotit-Plagioklasgneis der Gmeinboden-Klippe wittert rostfarben an, ist im frischen Bruch bräunlich bis grünlich, deutlich geschiefert und zerfällt blättrig. Der fein- bis mittelkörnige Gneis ist oft intensiv verfältelt und hat ein grano- bis lepidoblastisches Gefüge. Der Mineralbestand besteht aus Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Biotit, Muskovit und Serizit, als Nebengemengteile treten Apatit, Granat, Zirkon, Titanit, Rutil, schwarzes Erz, sekundär gebildeter Chlorit, z.T. Pyrit und Graphit auf. In tektonisch stark beanspruchten Zonen ist der Biotit-Plagioklasgneis mylonitisiert und das ursprüngliche Gefüge vielfach nicht mehr erkennbar. Er besteht dort aus Quarz, Serizit und sekundär gebildetem Karbonat sowie, als Nebengemengteile, Biotit, Muskovit, Serizit, Chlorit, Pyrit, reliktschem Kalifeldspat, Turmalin, Zirkon und Rutil (GEES 1955).

GO_G Orthogneis i.Allg.

Beim Orthogneis i.Allg. handelt es sich vorwiegend um leukokraten, auffallend grobflaserigen und deutlich parallel strukturierten Augen- und Knotengneis (GEES 1955). Im Bruch ist das granoblastische Gefüge mit deutlichen Kalifeldspat-Augen und Quarzaggregaten, die von verfältelten Glimmerlagen «umflossen» werden, sichtbar. Die Gesteine gehören eindeutig zu den «Jüngeren Orthogneisen» der Silvretta-Decke, lassen sich jedoch aufgrund der starken Verwitterung

keinem der dort genannten Typen klar zuordnen. Sie bestehen aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas (Albit bis Oligoklas), Muskovit, Serizit und chloritisiertem Biotit sowie aus den Nebengemengteilen Apatit, Granat, Zirkon, schwarzes Erz und sekundär gebildetes Karbonat (GEES 1955).

P_C Chazforà-Formation

Aufschlüsse der Chazforà-Formation mit Quarzit, Sandstein und Konglomerat («Verrucano») finden sich entlang des Grats zwischen Augstenhorn (Pkt. 2523 nördlich der Parsennfurka) und Gmeinboden (GEES 1955). Es handelt sich um rostig anwitterndes, fein- bis mittelkörniges schiefriges Gestein, das im frischen Bruch eine dunkle grauschwarze Farbe aufweist. Während in manchen der Sandsteinbänke noch eine primäre sedimentäre Struktur erhalten sein kann, zeigt der überprägte Sandstein ein grano- bis lepidoblastisches, teilweise kataklastisches Gefüge. Das Gestein enthält Quarz, Plagioklas, Biotit (chloritisiert), Muskovit und Serizit sowie Apatit, Titanit-Leukoxen, schwarzes Erz und sekundär gebildetes Karbonat als Nebengemengteile.

Im Kristallin nahe des Überschiebungskontakts auf die unterliegende Decke fand WEISERT (1975) in Dünnschliffen vereinzelt Quarz mit Mörtelrändern, Kink Folds im Glimmer sowie sekundär gebildeten Chlorit, der in Zerrichtung gewachsen ist. Generell ist das Kristallin am Kontakt jedoch wenig beansprucht.

SILVRETTA-DECKE

Auf die in allen Gesteinstypen weit verbreiteten alpin-metamorphen Mineralumwandlungen wird nicht detailliert eingegangen, da sie für die wesentlichen Entstehungsprozesse der kristallinen Gesteine von untergeordneter Bedeutung sind.

Kataklasit, Mylonit

Die schrittweise Mylonitisierung der kristallinen Gesteine dokumentierte STRECKEISEN (1928). Auf Scherflächen und speziell an der Basis der Silvretta-Decke finden sich alle Übergänge von Mylonit zu schwarzem schiefrigem Kataklasit und Kakirit als Endstadium einer äusserst intensiven Spröddeformation. Meist sind es nur wenige Dezimeter bis Meter mächtige Zonen, die deformiert wurden. Im Gebiet des Gatschiefertällis ist kataklastischer bzw. mylonitischer Amphibolit so mächtig, dass er auf der Karte dargestellt werden konnte.

Amphibolite

A_s Amphibolit i. Allg.

Das zähe dunkelgrüne feinkörnige Gestein ist im Gebiet von Blatt Davos, wie auch in der übrigen Silvretta-Decke, weit verbreitet. Hornblende und Plagioklas (An 20–45) bilden die Hauptgemengenteile, während Epidot, Quarz, Biotit und Pyroxen selten vorkommen. Mengenverhältnisse gemäss STRECKEISEN (1928, S. 147, Vol.-%): Hornblende (50–60), Plagioklas (30–45), Quarz (5), Ilmenit/Titanit/Rutil (2–5). Als Nebengemengenteile treten Apatit, Ilmenit, Rutil, Titanit, Leukoxen, Pyrit, Chlorit, Prehnit, Limonit und Kalzit auf. Neben der unter dem Mikroskop intensiv grün gefärbten und stark pleochroitischen Hornblende gibt es blassgrüne aktinolithische Typen mit schwachem bis fehlendem Pleochroismus. Titanit umsäumt Ilmenit, seltener Rutil. Prehnit ist im Biotit als dünne Linsen parallel zu dessen Spaltflächen eingelagert. In Klüften kristallisierten Epidot, Albit, Kalzit, Titanit, Baryt, Zoisit, Chlorit, Kupferkies und Malachit (STRECKEISEN 1928). Rutschflächen sind mit Epidot und Hämatit belegt. Im Kartengebiet sind zehn Amphibolitproben chemisch analysiert worden (s. Anh. A).

Bänderamphibolit

Helle, dezimeter- bis meterdicke feinkörnige Lagen im Amphibolit des Jakobshorns setzen sich vorwiegend aus Quarz und Plagioklas sowie wenig Muskovit, Biotit, Titanit, Apatit, Zirkon und Erzminerale zusammen. Gemäss geochemischen Analysen soll es sich um ozeanischen Plagiogranit handeln, der in eine prä-ordovizische ozeanische Kruste intrudierte (VON BERLEPSCH-VALENDAS 1992, BERLEPSCH 1996). BRÖCKER (1985) und FRISCH et al. (1987) fanden hingegen in den hellen Lagen des Bänderamphibolits intermediäre andesitisch-dazitische Zusammensetzungen und deuteten den Bänderamphibolit als metamorphes Derivat (Metaaplit) einer primären bimodalen vulkanischen Abfolge in Form alternierender Ablagerungen andesitisch-dazitischer und basaltischer Tuffe.

Granatamphibolit

Dieser seltene Amphibolittyp ist im Gebiet von Blatt Davos v.a. im Gebiet Isentällispitz–Gorihorn anzutreffen. Dort ersetzt er randlich den symplektitischen Granatamphibolit (s.u.). Das stark verschieferte feinkörnige Gefüge baut sich aus Hornblende, kleinerem Plagioklas und bis zu 2 mm grossem, meist weiss umrandetem Granat auf. Die weisse Umhüllung des Granats entstand durch den Ersatz von Granat durch komplexe Reaktionen, woraus sich Zoisit, Serizit, Erz, Chlorit, Quarz und Plagioklas bildeten. Aus dem Kartengebiet Davos sind fünf Proben chemisch untersucht worden (s. Anh. A).

Weitere, auf der Karte nicht dargestellte Gesteinstypen

Symplektitischer Granatamphibolit: Von STRECKEISEN (1928) als «Eklogitamphibolit» klassifiziert, findet sich symplektitischer Granatamphibolit am Jatzhorn und am Gorihorn meist als kompetente Boudins im Amphibolit (Fig. 14A). Die dichte hellgrüne Grundmasse führt Hornblende- und Zoisit/Epidotkristalle sowie viele kleinste rote Granatkristalle, die häufig von dunkelgrünen Säumen umgeben sind (Fig. 14B). Unter dem Mikroskop erweist sich die Grundmasse als symplektitische Verwachsung von Hornblende und Plagioklas (als Ersatz des ursprünglichen Omphazits, THIERRIN 1982, 1983). STRECKEISEN (1928) gibt folgende Mengenverhältnisse (Vol.-%): Hornblende (47), Plagioklas (22), Granat (13), Zoisit (13), Quarz (5). Mikrosondenanalysen der wichtigsten Minerale finden sich bei THIERRIN (1983), KRÄHENBÜHL (1984), MICHAEL (1985) und MAGGETTI & GALETTI (1988). So steigt der mittlere Pyropgehalt des Granats von ca. 10% im Kern auf ca. 25% in den Randbereichen. Aus dem Kartengebiet Davos liegt eine chemische Analyse vor (s. Anh. A).

Knotenamphibolit: Dieser Gesteinstyp findet sich v.a. am Südrand der Mönchalpzone. Plagioklas (Kern An 8–15, Rand bis An 20) erscheint als gerundeter Porphyroblast und umschließt folgende Kriställchen: Hornblende, Quarz, Epidot, Titanit und Granat. Quarz bildet im Plagioklas myrmekitische Verwachsungen. Die Blasten sind immer in S2 eingeregelt und zeigen keine s-förmigen Interngefüge. Grüne Hornblende herrscht vor, Aktinolith ist selten. Serizitisierung und Saussuritisierung sind untergeordnete Phänomene. Mengenverhältnisse (STRECKEISEN 1928, S. 150, Vol.-%): Hornblende (50–55), Plagioklas (40–45), Titanit und Ilmenit (4–6). Aus dem Kartengebiet Davos liegt eine chemische Analyse vor (s. Anh. A).

Epidotamphibolit: Gebänderter Epidotamphibolit ist im Kartengebiet in der Vereingegend aufgeschlossen und besteht aus lagigen Abfolgen von gelbgrünen epidot- und zoisitreichen Bändern (bis 90 Vol.-%) und dunkelgrünem Amphibolit. Epidot-Klinozoisit durchsetzt das Gestein in einem Netzwerk kleinster Äderchen und bildet sich auf Klüften. Unter dem Mikroskop lässt sich der Ersatz von Plagioklas und Hornblende durch Epidot-Klinozoisit beobachten.

Metasedimente (Paragneise)

G_S Biotit-Plagioklasgneis i.Allg.

Die verschiedenen Paragneistypen wurden von STRECKEISEN (1928) detailliert beschrieben. Im Folgenden wird nur auf die wichtigsten Vertreter eingegangen und es werden die neuesten Untersuchungen (Mikrosondenanalysen, Fluideinschlüsse und Geochemie) vorgestellt.

Der Biotit-Plagioklasgneis i.Allg. wurde von STRECKEISEN (1928) als Biotit-schiefergneis bezeichnet; er besitzt die grösste Verbreitung in den Paragneisen. Es handelt sich um einen stark geschieferten mittel- bis feinkörnigen Gneis von graubrauner Farbe mit Stich ins Violette, bestehend aus Quarz (35–40 Vol.-%), selten serizitisiertem Plagioklas (30–40), Biotit (20–25) und Muskovit (0–5) neben Apatit, Zirkon, Magnetit, Hämatit, Rutil, Granat, Staurolith, Sillimanit, Turmalin und Orthit (STRECKEISEN 1928, S. 119). Die Modalbestände variieren jedoch sehr stark, so kann der Quarzgehalt 70% ausmachen. Durch die Verwitterung nimmt dieses Gestein eine braune Oberflächenfärbung an. Gemäss den Mikrosondenanalysen (BOLLIN 1994) ist der Plagioklas ein invers zonierter Oligoklas (Kern: An 2,5–25,5 Mol.-%, Rand: An 10–25), der Biotit siderolith- (40–50) und eastonitbetont (27–37) mit geringen Phlogopit-Gehalten (5–13), während die

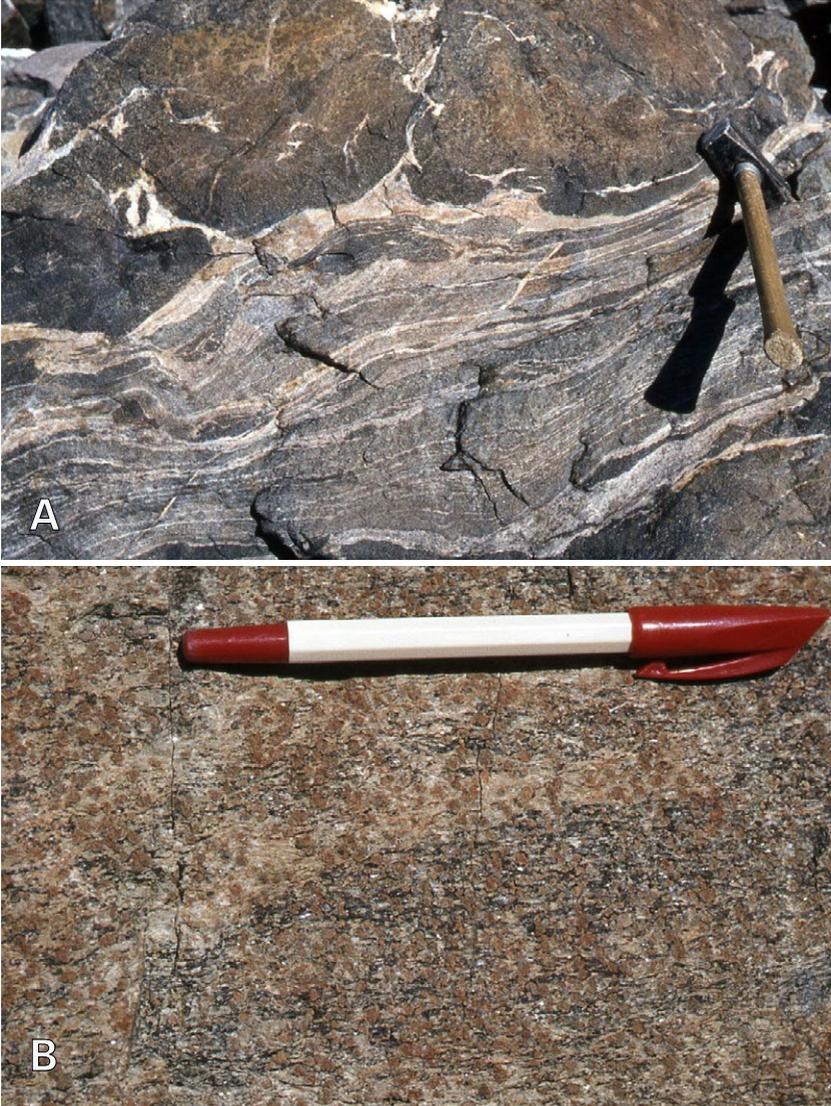


Fig. 14: A: Boudins von symplektitischem Granatamphibolit in schlierigem Biotit-Plagioklasgneis. Man beachte die randliche Umwandlung der Boudins zu dunklem Granatamphibolit bis Amphibolit. B: Symplektitischer Granatamphibolit. Gorihorn. Fotos M. Maggetti, 1984.

Hellglimmer aus Muskovit (82–90) und Paragonit (12–17) bestehen, mit unwesentlichen Anteilen an Margarit. Bei den Biotiten, Hellglimmern, Granaten und Turmalinen können mehrere Typen und Generationen unterschieden werden, deren chemische Zusammensetzung Auskunft über die Metamorphosebedingungen gibt (BOLLIN 1994). In der Gegend des Pischahorns wird der Biotit teilweise durch fibrolithischen Sillimanit ersetzt (BOLLIN 1994). Im Kartengebiet sind 76 Proben von Biotit-Plagioklasgneis und Plagioklasknotengneis chemisch analysiert worden (s. Anh. A).

Staurolith-Granatglimmerschiefer

Der Staurolith-Granatglimmerschiefer («Granatgneis und -glimmerschiefer» bei STRECKEISEN 1928) bildet ein grösseres, kartierbares Vorkommen, etwa 600 m nördlich der Jöriseen, östlich des Wanderwegs (bei Koord. 2793.650/1184.550). Es dominieren bis zu 7 mm grosse Granate sowie Staurolith in glimmerreichen Lagen; Letztgenannter kann in Bereichen mit mehr Quarz und Plagioklas auch stark zurücktreten und nur noch akzessorisch enthalten sein. Der Anteil der Hauptgemengteile variiert stark, der mittlere Modalbestand wird wie folgt angegeben (STRECKEISEN 1928, S. 130, Vol.-%): Quarz (30), Plagioklas (15), Biotit (inkl. Sillimanit) (15), Muskovit (20), Granat (10–15), Staurolith (1–5), Disthen und Andalusit (0–5) sowie wenig Turmalin. Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon, Rutil, Pyrit sowie sekundär gebildet Chlorit und Limonit.

Vorkommen von Granatglimmerschiefer, in denen granatreiche Lagen dominieren, sind nordwestlich des Mutterhorns Richtung Jöribach und am NNE-Verbindungsgrat zum Rosställispitz (Gipfel gerade östlich ausserhalb des Kartengebiets), stets im Kontakt mit Amphibolit aufgeschlossen.

Glimmerschiefer

In der Silvretta-Decke ist der während der variszischen Orogenese mehrfach unter amphibolitfaziellen Bedingungen überprägte Glimmerschiefer weit verbreitet. Die Schieferungsflächen dieses glimmerreichen Gesteins sind häufig mit einem silberweissen Glimmerbelag bedeckt. Grosse, bis zu 5 cm lange schwarzbraune Kristalle von Staurolith und kleinere Granate sind makroskopisch gut zu erkennen, schöne Vorkommen finden sich am Pischagrät (Fig. 15). Übergänge zum Plagioklasknotengneis sind häufig. Limonitische Häute auf den Schieferungsflächen ergeben ein rostiges Aussehen, woher der Lokalname Isentälli stammt. Die Gehalte der Hauptgemengteile variieren stark (STRECKEISEN 1928, S. 128, Vol.-%): Quarz (5–30), Plagioklas (0–50), Biotit (5–50), Muskovit (0–30), Staurolith (5–30), Andalusit (0–15), Granat (0–10) sowie wenig Disthen und Turmalin. Nebengemengteile sind Zirkon, Rutil, Ilmenit, Magnetit, Pyrit und Graphit. Hohe Plagioklasgehalte sind auf Knotenanreicherungen zurückzu-



Fig. 15: Granat führender Staurolith-Glimmerschiefer am Pischagrat (bei Koord.2789.905/1187.385). Foto A. Signer 2014.

führen. Biotit ist randlich zu Sillimanit umgewandelt, und Staurolith wird durch Chlorit sowie von noch jüngerem feinfaserigem Serizit ersetzt. Im Gebiet von Blatt Davos sind sechs Proben chemisch analysiert worden (s. Anh. A).

Plagioklasknotengneis

Dieses stark verschieferte Gestein verwittert rasch und lässt so auf den rostbraunen Schieferungsflächen die Porphyroblasten gut erkennen. Fließende Übergänge zum Biotit-Plagioklasgneis und lagenweise Wechsel zwischen beiden Gesteinstypen sind sehr häufig (Fig. 16A), wie auch dünnbandige Zonen mit unterschiedlichen Häufigkeiten, Grössen (bis max. 5 cm Durchmesser) und Formen der Plagioklasknoten.

Die Modalbestände variieren im Plagioklasknotengneis sehr stark (BOLLIN 1994, S. 44f., Vol.-%): Quarz (10–60), Plagioklas (20–60), Biotit (10–30), Muskovit (0–12), Granat (5–12), Staurolith (0–5), Disthen (0–5), Sillimanit (0–5), Turmalin (0–3) mit einigen Akzessorien (Apatit, Zirkon, Erz, Rutil, Chlorit, Serizit). Plagioklas ist meistens zoniert und kommt als Einschluss im Granat, in der Matrix und als Grosskristall (Knoten, Porphyroblast) vor. Plagioklas im Granat ist normal wie invers, Matrixplagioklas diskontinuierlich und seltener normal, Knotenplagioklas (Kern: An 3–17, Rand: An 10–24) meistens invers zoniert.

Die Knotenbildung im Plagioklasknotengneis hat keinen Bezug zu den «Jüngeren Orthogneisen» (s.u.), da keine Zunahme der Anzahl und der Grösse der Knoten zum Kontakt hin festzustellen sind. Eine Genese im Zuge kontaktmetamorpher Prozesse bei der Intrusion der Protolithen der «Jüngeren Orthogneise» (STRECKEISEN 1928, SPAENHAUER 1932) fand daher nicht statt. BOLLIN (1994) definierte, basierend auf FRAPOLLI (1973, 1975), KRÄHENBÜHL (1984) und FLISCH (1987), vier Knotentypen (vgl. Fig. 16B).

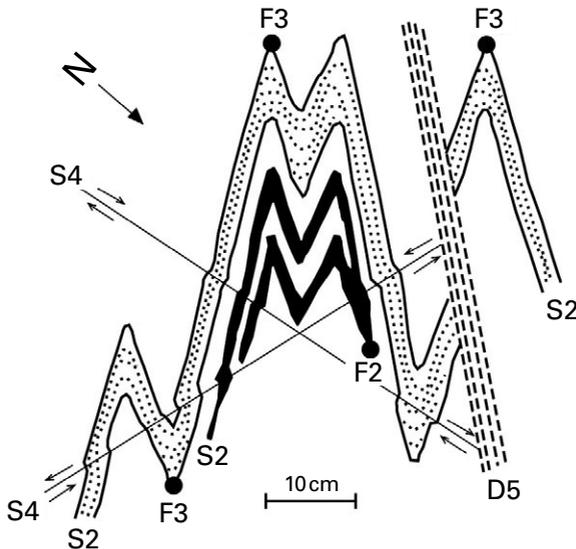
- Typ 1:* Linsenförmige, meist kleine, in die variszische Hauptschieferung (S2, FLISCH 1987) und die Stoffbänderung eingeschichtete Knoten (Entstehung prä-S2);
- Typ 2:* linsenförmige, zur S2 und zur Stoffbänderung diskordante – letztere aber nicht durchschlagende – und in die variszische S3 (FLISCH 1987) eingelängte Knoten (Entstehung prä-S2);
- Typ 3:* idiomorphe, syn- bis post-S2 und prä-S3 Knoten (Entstehung syn-S2);
- Typ 4:* Knoten vom Typ 2, aber S2 und die Stoffbänderung überwachsend und in S3 liegend (Entstehung post-S2).

Die Plagioklasknoten bestehen aus einem einzelnen Grosskorn und besitzen zahlreiche Einschlüsse. Alle Knotentypen enthalten Quarz, Plagioklas, Biotit und Hellglimmer, die Knoten vom Typ 3 zusätzlich Erz und die Knoten des Typs 1 und 2 noch viele kleine Atoll-Granate mit Korngrössen unter 0,5 mm, Hellglimmer, Turmalin, Apatit und Rutil. Disthen und Staurolith fehlen in allen Blasten. Im Typ 1 ist die Anordnung der Einschlüsse richtungslos, im Typ 2 sehr oft sigmoidal, während die Quarzeinschlüsse des Typs 3 die variszische Hauptschieferung S2 abbilden. Die Plagioklase sind selten serizitisiert. Zur mikroskopischen und mineralchemischen Typologie der Biotite, Hellglimmer, Granate und Turmaline siehe BOLLIN (1994).

BOLLIN (1994) schliesst aus der Hellglimmerarmut des Plagioklasknotengneises, dass die meisten Knoten, d.h. diejenigen der Typen 1 und 2, in einer prävariszischen Metamorphose durch Hellglimmerzerfall und durch metasomatische Ca-Zufuhr gebildet worden seien. Die variszischen syn- bis post-S2 gebildeten Knoten vom Typ 3 entstanden durch analoge Prozesse, wie dies die Verdrängung von Hellglimmer belegt, entweder, weil bestimmte Lagen der Protolithen Ca-reicher waren, oder weil lokal stärkere tektonische Kräfte derartige Prozesse förderten. Die seltenen Plagioklasblasten vom Typ 4 sind nur in der Nähe von Ca-reichen Lithologien zu finden, wie beispielsweise dem Amphibolit, dessen Hornblende das Ca geliefert haben.



A



B

Fig. 16: A: Wechsellagerung von Biotit-Plagioklasgneis und Plagioklasknotengneis an der Jörfurgga. Bildbreite 60 cm, Foto M. Maggetti, 1983. B: Schematische Darstellung der variszischen (F2, F3, S2, S4) und alpinen (D5) strukturgeologischen Entwicklung im Radönt (MAGGETTI et al. 1990a, nach FLISCH 1987).

Muskovit führender Biotit-Plagioklasgneis

Es handelt sich um ein bräunlich anwitterndes, im frischen Bruch graubraunes geschiefertes Gestein mit glänzendem, fein verteiltem Hellglimmer auf den Schieferungsflächen. Vom Biotit-Plagioklasgneis unterscheidet sich der Muskovit führende Biotit-Plagioklasgneis (auch als «Mischgneis» bezeichnet) durch einen höheren Anteil an Hellglimmer. Der Übergang beider Gesteine ist oft fließend, der Wechsel erfolgt häufig kleinräumig. Lediglich zwischen Strelapass und Staflerberg lassen sich grössere Züge kartieren.

Weitere, auf der Karte nicht dargestellte Gesteinstypen

Kalksilikatfels: Die von STRECKEISEN (1928) als Quarz-Pyroxen-Felse benannten Gesteine finden sich nur als kleine Linsen im Biotit-Plagioklasgneis und im Plagioklasnotengneis, mit maximalen Längen von 3 m und Dicken von 50 cm. Man erkennt in ihnen eine deutliche mineralogische und texturale Zonierung.

Quarzit: Zentimeter- bis meterdicke Quarzitlagen («Quarzitgneise», STRECKEISEN 1928; «quarzitische Gneise», KRÄHENBÜHL 1984) sind in den Biotit-Plagioklasgneis und in den Glimmerschiefer eingeschaltet und finden sich gehäuft im Gebiet Verborgene Pischa und den Jöriseen (bei Koord. 2792.800/1184.700, KRÄHENBÜHL 1984). Sie können nur über kurze Strecken verfolgt werden, da sich die ursprünglichen Sandsteinbänke im Lauf der Metamorphosen kompetent verhielten und so mehrfach zerbrochen, gelängt und boudiniert wurden. Neben reinen Quarzgesteinen finden sich auch solche mit variablen Gehalten an Hellglimmer, Plagioklas und Biotit.

Fleckenschiefer: Diese äusserst seltene, aber entwicklungsgeschichtlich umso wichtigere Lithologie (Fig. 17) wurde von BRUGGER (1992) im Gebiet von Blatt Davos an zwei Stellen nachgewiesen, am Nordwestkamm des Pischahorns (bei Koord. 2790.415/1188.830/2680 m und 2791.175/1188.395/2810 m). Im Val Barlasch (VON DER CRONE 1989 a, b) und im Val Pülschezza (KAESER 2002) sind diese ausserordentlich zähen braungrauen und mit grossen (0,5–2 cm) schwarzen Flecken durchsetzten Gesteine weit verbreitet. Diese Flecken häufen sich in den ursprünglich tonigeren Wechsellagen und sind bei sichtbaren Faltenstrukturen der axialen Schieferung parallel eingelagert. VON DER CRONE (1989 a, b) postuliert aufgrund seiner mikro- und makroskopischen Untersuchungen eine mehrphasige Geschichte: syndeformative entstandene Grosskristalle (Andalusit, Staurolith, +?) wurden später durch Disthen bzw. Disthen+Granat (\pm Biotit \pm Quarz) ersetzt.

Graphit führender Schiefer (alpiner Ultramylonit): Graphit ist Bestandteil vieler Glimmerschiefer und liegt parallel der Schieferung S2. STRECKEISEN (1928, S. 142–145) beschreibt «schwarze, kleinbrecciose bis konglomeratische Schiefer», die in den verschiedenen Paragneisen konkordant eingelagert, aber auch in den randlichen Teilen des Flüela-Augengneises zu finden seien. Er schreibt ferner, dass der Graphit in den Ruschelflächen gehäuft vorkomme. Die Graphitkristallinität entspricht der Sillimanitzone (BRUGGER 1992). Somit kann es sich nicht um alpine Neubildungen handeln, sondern um prä-D2 erfolgte Anreicherungen, die von den alpinen Durchbewegungen wegen ihrer erhöhten Duktilität bevorzugt deformiert wurden.

Quarz-Andalusitadern: Solche Adern häufen sich im Gebiet von Blatt Davos nördlich des Pischahorns im grossen Areal der Verborgene Pischa und der Pischa. Sie finden sich vor allem im Plagioklasnotengneis (Fig. 18A), seltener im Biotit-Plagioklasgneis oder Glimmerschiefer. Im Kontaktbereich zu den Adern sind in diesen Lithologien keine hydrothermalen Überprägungen festzustellen. BRUGGER (1994), PROSPERT & BIINO (1996) und PROSPERT (1997) unterscheiden drei Typen bzw. Generationen von Quarzadern (Fig. 18B). *Typ 1* besteht nur aus Quarz und kommt als bis zu 30 cm dicke und S2-parallele, z.T. isoklinal verfaltete Linsen vor. Der häufigste *Typ 2* bildet S2-parallele oder -subparallele, 5–50 cm dicke und max. 1–2 m lange boudinierte, zerscherterte und grobkörnige Quarz-Andalusitadern. Der dunkelviolette dickstängelige, max. 19,5 cm lange, bei einem Querschnitt von 3,5 x 4 cm (SPAENHAUER 1933), und oft euhedrische Andalusit



Fig. 17: Fleckenschiefer mit blastomylonitischer Scherzone (unten) am Pischakamm. Foto M. Maggetti 1990.

krystallisierte sowohl am Rand als auch in den spitzen Linsenenden. Im *Typ 3* gruppieren sich weitaus seltenere, gangartige Quarz-Andalusit-Körper, die S2 diskordant entlang subvertikaler N-S-gerichteter Brüche schneiden. Ihre mittlere Länge beträgt 1–2 m, mit Dicken zwischen 5 cm und 1 m. Andalusit ist rar und auch hier auf den Randbereich beschränkt. Chemische Analysen der Andalusite und der primären und sekundären Hellglimmer finden sich bei GRAMANN (1899), SPAENHAUER (1933) und BRUGGER (1992).

Orthogneise

Unter der Bezeichnung «Ältere Orthogneise» gruppierte GRAUERT (1969) intermediäre bis granitische Gesteine, für die er aufgrund der Isotopenzusammensetzung und durch Vergleich mit ähnlichen Gesteinen des Ötztals und des Gotthardmassivs ein älteres Protolith-Kristallisationsalter als die «Jüngeren Orthogneise» (=ordovizische Granitoide) forderte. Diese Vermutung wurde durch Altersbestimmungen ausgewählter «Älterer Orthogneise» bestätigt (POLLER 1994 a, 1997, MÜLLER et al. 1995, POLLER et al. 1997 a, b, SCHALTEGGER et al. 1997). Die petrographische Zusammensetzung der «Älteren Orthogneise» ist weit gespannt; so findet man Metaultramafitit, Metagabbro, Metadiorit, Metatonalit, Metatrondhjemit, Metagranodiorit und Metagranit (MAGGETTI & FLISCH 1993). Der Wechsel zwischen den Gesteinstypen erfolgt auf kleinstem Raum, was eine detaillierte kartographische Erfassung der einzelnen Lithologien meist verunmöglich.

Ein gemeinsames Merkmal aller Varianten der «Jüngeren Orthogneise» («Flüelagranitische Assoziation», «Flüelagranitgneise», STRECKEISEN 1928) ist ihr fließenden-

der Übergang und Wechsel von einem Gesteinstyp zum anderen, was die Ansprache im Gelände häufig sehr erschwert, insbesondere dann, wenn die Oberfläche verwittert ist. Im Gebiet von Blatt Davos werden vier kartierbare Varianten unterschieden: Orthogneis i. Allg., Flüela-Augengneis, Tschuggen-Augengneis und Güstizia-Gneis.

LIEBETRAU (1996, S. 172) verzeichnet drei Proben des Radönt-Augengneises im Dischmatal, der dort aber nicht anstehend gefunden wurde und bei dem es sich wahrscheinlich um Moränenmaterial handelt.

G₈ Metadiorit, Metatonalit, Metagranodiorit

Metadiorit mit durch Hornblende und Biotit ausgeprägter Schieferung (Hornblendegneis) findet sich im Kristallin der Silvretta-Decke beispielsweise zwischen dem Jakobshorn und dem Jatzhorn auf der Dischmatalseite. Ein anderes Vorkommen ist ca 800 m nordwestlich des Pischasees lokalisiert (BRUGGER 1992). Laut von BERLEPSCH-VALENDAS (1992) besteht das hypidiomorph-körnige Gefüge aus dominierendem Plagioklas neben Quarz, Hornblende und Biotit. Sekundärminerale sind Chlorit (aus Biotit), Serizit (aus Plagioklas) und Karbonat (aus Hornblende). Im Kartengebiet wurden fünf Proben von Metadiorit und 15 von Metagranodiorit chemisch untersucht (s. Anh. A).

Weiterer, auf der Karte nicht dargestellter Gesteinstyp

Metagabbro: findet sich in der Silvretta-Decke im Gebiet von Blatt Davos im Bereich des Gorihorns (vgl. Fig. 12B). Das Gestein wird von STRECKEISEN (1928) als «Plagioklasamphibolit mit Hornblendeporphyroblasten» jedoch in die Gruppe der Amphibolite gestellt. Für eine detaillierte Charakterisierung des Metagabbros sei auf die bei der Dorfberg-Decke gemachte Beschreibung verwiesen. Vom Kartengebiet liegen für die Silvretta-Decke 14 chemische Analysen vor (s. Anh. A).

GO_{SM} Mönchalp-Augengneis

Dieser Gesteinstyp («Älterer Orthogneis») wurde erstmalig und sehr detailliert von STRECKEISEN (1928) beschrieben, der drei Typen unterschied: Mönchalpgranit, Granitgneis und Streifengneis. Dieser Dreiteilung folgte auch POLLER (1994a): *Typ I* mit makroskopisch gut sichtbarem magmatischem Gefüge (Fig. 19A), *Typ II* mit penetrativer Schieferung (Fig. 19B) und *Typ III*, einem mylonitischen Streifengneis (Fig. 19C). Nomenklatorisch handelt es sich um Granodiorit bis Monzogranit, da sowohl 14 Modalanalysen des Typs I aus dem Mönchalptal im Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas Klassifikationsdiagramm als auch 83 chemische Analysen aller Typologien (und 166 aus der gesamten Silvretta-Decke) im SiO₂-vs.-Zr/TiO₂-Diagramm die Felder Monzogranit bis Syenogranit belegen (POLLER 1994a, b). Intrusionskontakte wie im Val Barlasch (VON DER CRONE 1989a) und Val Pülschezza (KAESER 2002) fehlen im Gebiet von Blatt Davos. Vom Gebiet des Blatts Davos wurden 88 Proben des Mönchalp-Augengneises chemisch analysiert (s. Anh. A).

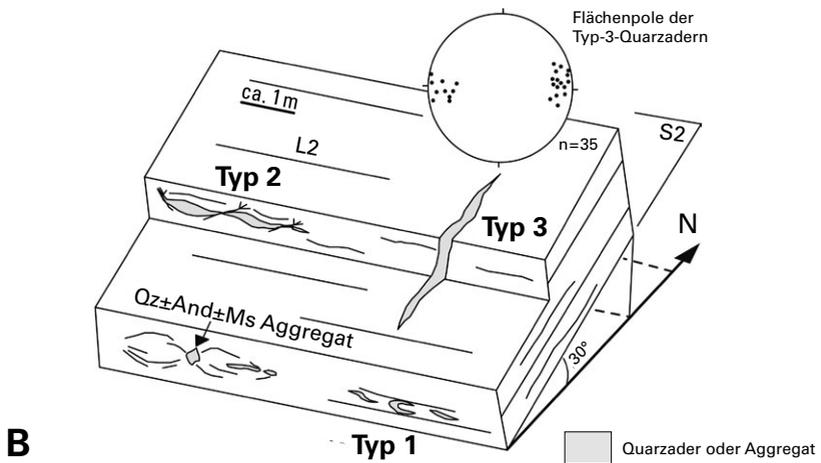


Fig. 18: A: Quarz-Andalusitader (Typ 1 von PROSPERT & BIINO 1996) in Plagioklasknotengneis am Pischasee (bei Koord. 2790.130/1188.050). Bildbreite 52 cm, Foto M. Maggetti 2015. B: Blockdiagramm zur Erläuterung der geometrischen Beziehungen zwischen den Gefügen, den drei Typen von Quarzadern und den in ihnen befindlichen Quarz+Andalusit+Muskovit-Generationen (PROSPERT & BIINO 1996).

Typ I

Das Gestein besitzt ein deutliches magmatisches Gefüge. Es ist mittel- bis grobkörnig, richtungslos strukturiert und besteht aus schwarzen Biotitaggregaten, blauen Quarzen, einer weissen Plagioklasmatrix und bis zu 4cm grossen, idiomorphen Kalifeldspat-Einsprenglingen (Fig. 19A). Graugrüne Pinite als Ersatz von Cordierit (STRECKEISEN 1928) sind typisch. Der mittlere Modalbestand ist folgender (STRECKEISEN 1928, S. 173, Vol.-%): Quarz (26), Plagioklas (32), Kalifeldspat (15), Biotit (18), Pinit (9). Nebengengengteile sind Apatit, Zirkon, Erz, Turmalin, Goethit und Chlorit.

Typ II

Die schiefrigen Lithologien stimmen bezüglich Mineralien weitgehend mit dem Typ I überein, Pinit fehlt allerdings (STRECKEISEN 1928). Die tektonische Überprägung führte zur Rundung und Streckung der Quarze, oft in Form dünner Lagen (Fig. 19B). Kalifeldspat ist augig, während der Plagioklas dasselbe Erscheinungsbild wie im Typ I aufweist. Der Biotit ist zu schwarzen Bändern ausgewalzt und gibt, wenn limonitisiert, dem Gestein eine braunrote Verwitterungsfarbe. Der mittlere Modalbestand (STRECKEISEN 1928, S. 175, Vol.-%) mit Quarz (31), Plagioklas (27), Kalifeldspat (20), Biotit (16) und Muskovit (6) ist dem Typ I sehr ähnlich.

Typ III

Dieses Gestein (Streifengneis laut STRECKEISEN 1928) ist auf dünne Scherzonen in den beiden anderen Typen beschränkt und zeigt eine wesentlich kleinere Korngrösse der Bestandteile. Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit sind extrem gestreckt und erzeugen das charakteristische blastomylonitische Gefüge eines typischen Streifengneises (Fig. 19C). Auch hier sorgt limonitische Verwitterung des Biotits für eine rotbraune Gesteinspatina. Die Mengenverhältnisse unterscheiden sich nicht wesentlich von denjenigen der Typen I und II (STRECKEISEN 1928, S. 176, Vol.-%): Quarz (33), Plagioklas (28), Kalifeldspat (20), Biotit (12), Muskovit (7). Auch hier fehlt Pinit.

Unter dem Mikroskop erscheint blau gefärbter Quarz mit xenomorphen Umrissen und vielen Rissen. Die Blaufärbung wird durch Rutileinschlüsse verursacht (KAESER 2002). Plagioklas zeigt eine meist vollständige Granulierung in ein Haufwerk kleinster Körner von Oligoklas+Quarz, ein Phänomen, das auch den Kalifeldspat stark erfasst. Hier ist es entweder ein Feinstkornmisch von neugebildeten Orthoklas+Oligoklas oder von Orthoklas+Oligoklas+Quarz. Die Granulierung kommt sowohl im isotropen Typ I (KAESER 2002) als auch im geschieferten Typ II (SCHMOCKER 1998) vor und wurde auch in Mönchalp-Augengneis-Typ-II-Schollen beobachtet (VONLANTHEN 2000). Biotit zersetzt sich zu Chlorit und sehr oft auch zu Goethit, was die typisch rostrote Färbung der Gesteinsoberfläche erklärt. Primär magmatischer Biotit des Typs I wird im Typ II durch kleineren nadeligen Biotit ersetzt. Hellglimmer kommt nur untergeordnet als sekundäres Umwandlungsprodukt vor. Dessen Häufigkeit nimmt vom Typ I zum Typ III zu, wobei im letztgenannten eine zweite, kleinere stängelig-nadelige Generation mit Längen bis 120 µm gehäuft vorkommt. Beide Generationen sind laut den Mikrosongedaten Muskovit.



Einschlüsse

Der Mönchalp-Augengneis führt häufig Einschlüsse. Zum einen handelt es sich um Xenolithe (Fig. 20A), zum anderen um co-magmatische basische bis intermediäre Schollen (Fig. 20B). Im massigen Typ I sind die Xenolithe scharfkantig begrenzt und eckig, die Schollen hingegen rundlich. In den Typen II und III sind alle Schollen gelängt und linsenförmig. Die Variabilität der Xenolithe ist enorm und umfasst an der Typlokalität Pischal-Mönchalp im Kartengebiet Schiefer, Biotit-Plagioklasgneise (mit prä-intrusiven Faltenstrukturen wie im Val Barlasch, VON DER CRONE 1989a), Quarzite, Hornfelse, Kalksilikatfelse sowie Fleckenschiefer (VON DER CRONE 1989a, b). Der thermische Einfluss des mönchalpgranitischen Magmas auf die Paragneis-Xenolithe äussert sich in einer v.a. am Biotit zu beobachtenden Kornvergrößerung im Kontaktbereich zum Granit. Bei den selteneren Metagabbro-Einschlüssen, die gehäuft in der Typlokalität Pischal-Mönchalp als bis zu 25 cm grosse Schollen zu finden sind, fallen die bis zu 1 cm grossen, runden und blauen Quarze auf, die denjenigen des Mönchalp-Augengneises gleichen (POLLER 1994a). In der Randzone sind Kalifeldspäte zu erkennen, die die Grenzlinie überqueren. Diese Beobachtungen können am Besten mit der Koexistenz eines sauren und eines basischen Magmas erklärt werden, wobei im Zuge eines «Magma-Minglings» Quarze und Kalifeldspäte des granitischen Magmas mechanisch in die noch nicht vollständig kristallisierten basischen Magma-«Tropfen» eingeschlossen wurden (VON DER CRONE 1989a, KAESER 2002). STRECKEISEN (1928) und KASPER (1989) interpretieren die Schollen von «Eklogit amphibolit» und Amphibolit von der Typlokalität Pischal-Mönchalp als Metalamprophyre. Vom Val Barlasch (MAGGETTI 1986, VON DER CRONE 1989a, b) und vom Val Pülschezza (KAESER 2002) wurden hingegen sichere retrograde Eklogiteinschlüsse (symplektitischer Granatamphibolit) im Mönchalp-Augengneis beschrieben.

GO_{SG} Güstizia-Gneis

Dieser helle Gneis («aplitisch-pegmatitischer Muscovitgranitgneis» bei GRAUERT 1969, «Muskowitgneis» bei BERLEPSCH-VALENDAS 1992) ist an der Typlokalität, dem Steinbruch Güstizia zwischen Zernez und Lavin (Atlasblatt 20 Zernez, bei Koord. 2801.940/1178.450; GRAUERT 1969, S. 64) sehr gut aufgeschlossen. Es handelt sich um einen hellglimmerreichen Gneis, mit wenigen, in der Regel stark gelängten zentimetergrossen Alkalifeldspatäugen und grösseren Muskovitflatschen. Im Steinbruch Güstizia ist er ausgesprochen inhomogen:

Fig. 19: A: Massiger Mönchalp-Augengneis (Typ I) mit kleinen exogenen Paragneisschollen und zonarem Kalifeldspat. Pischagebiet, Bildbreite 19 cm. B: Mönchalp-Augengneis mit deutlicher Paralleltexur (Typ II). Pischagebiet, Bildbreite 52 cm. C: Mönchalp-Augengneis mit blastomylonitischem Gefüge (Typ III). Pischagebiet, Bildbreite 47 cm. Fotos M. Maggetti, 1986.



Fig. 20: A: Exogene Paragneisscholle mit prä-intrusiver Faltenstruktur im massigen Mönchalp-Augengneis des Pischagebiets. Foto M. Maggetti, 1990. B: Endogene co-magmatische basische Scholle im Mönchalp-Augengneis des Pischagebiets. Die grossen bläulichen Quarze und die weissen Kalifeldspäte stammen aus dem granitischen Magma und wurden durch «Magma-Mingling»-Prozesse mechanisch im basischen Schmelztropfen inkorporiert. Foto M. Maggetti, 1988.

Augenreiche, mittel- bis grobkörnige dunklere Bereiche gehen diffus in augenarme bis -freie, fein- bis mittelkörnige dünne Lagen des Typs *Sco Alb* oder *Tschuggen III* (LIEBETRAU 1996, S.29–30) über. STRECKEISEN (1928) fasste alle Varianten dieses hellen fein- bis mittelkörnigen Gneises unter dem Sammelbegriff *aplitisch-pegmatitischer Gneis* zusammen. Aus diesem Grund wurde für die Kartierung des Blatts Davos der Typ *Sco Alb* mit dem Typ *Güstizia* zum Güstizia-Gneis zusammengefasst.

Die anteilmässigen Gemengteile schätzt KRÄHENBÜHL (1984, S.38, Vol.-%) auf: Quarz (20–25), Plagioklas (20–25), Kalifeldspat (2–30) und Muskovit (5–20). Biotit ist in geringen Mengen vorhanden. Die Minerale bilden ein weitgehend gleichkörniges granoblastisches Gefüge, wobei Hellglimmer die Paralleltexur markiert. Muskovit wurde randlich zu feinen Glimmeraggregaten zersetzt. Der Plagioklas ist Andesin (An 35–36), der Biotit Siderophyllit und der aus diesem Dunkelglimmer entstandene Chlorit ein Aphrosiderit bis Brunsviglit (Mikrosondenaten von LIEBETRAU 1996). Vom Kartengebiet liegen 29 chemische Analysen des Güstizia-Gneises (davon vier vom Typ *Sco Alb*) vor (s. Anh. A), für die gesamte Silvretta-Decke 147 Analysen (LIEBETRAU 1996; davon 96 vom Typ *Sco Alb*).

GO_{SF} Flüela-Augengneis

Beim Flüela-Augengneis handelt es sich um einen metamorph überprägten porphyrischen Granit, der als grosse Masse im südlichen Teil der Silvretta-Decke in der namengebenden Region – vom Flüelapass bis zum Flüela-Wisshorn – aufgeschlossen ist. Das helle grobkörnige Gestein ist reich an bis zu 8 cm grossen Alkalifeldspatagen und deutlich flaserig paralleltexturiert (Fig.21A). STRECKEISEN (1928, S. 188, Vol.-%) gibt folgende Zusammensetzung: Quarz (30–50), Alkalifeldspat (25–40), Plagioklas (20–30), Hellglimmer (1–10) und Biotit (1–5). Die linsenförmigen Alkalifeldspateinsprenglinge sind häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt und perthitisch entmischt. Vereinzelt grosse hypidiomorphe und zonierte weisse Alkalifeldspatkristalle mit beginnenden Deformationserscheinungen besitzen dunkel gefärbte Kerne, die als primär-magmatische Relikte gedeutet werden können (LIEBETRAU 1996). Die Matrix besteht vorwiegend aus Quarz und häufig serizitisierem Plagioklas (Albit bis Oligoklas: An 3–18; STRECKEISEN 1928, GRAUERT 1969). Grössere Plagioklaskörner zeigen Anzeichen von Granulierung. Hellglimmer liegt in mindestens zwei Generationen vor. Biotit (Annit-Siderophyllit laut den Mikrosondenanalysen von KRÄHENBÜHL 1984) hat sagenitartige Einlagerungen von Rutilnadeln und ist oft chloritisiert. Akzessorisch treten Apatit, Rutil, Zirkon und schwarzes Erz auf. Xenolithe, d.h. helle und dunkle linsenförmige Schollen, sind sehr selten (KRÄHENBÜHL 1984).

Der *Frauenkirch-Augengneis* (Typlokalität ist der Steinbruch Frauenkirch im Süden des Gebiets von Blatt Davos; bei Koord.2780.225/1182.800) wurde von STRECKEISEN et al. (1966) als eigenständige Augengneisvariante in ihrer Kartenskizze festgehalten. Laut FLISCH (1987) han-

delt es sich bei diesem Muskovitgranitgneis um eine Fe-Karbonat führende Variante des Flüela-Augengneises. Laut VON BERLEPSCH-VALENDAS (1992) spricht das Fehlen von Biotit eher für eine kalifeldspat-Augenreiche Variante des leukokraten Güstizia-Gneises mit vielen kleinen, bis zu 2 cm grossen Augen.

Vom Flüela-Augengneis wurden 44 Proben (davon 7 des Typs Frauenkirch) aus dem Gebiet von Blatt Davos chemisch untersucht (s. Anh. A), darunter viele frische Proben aus den Bohrungen Novai (Koord. 2791.655/1192.110) in 172 m Tiefe und Vereina (2793.210/1189.190) in Tiefen von 98–103, 136, 163, 187, 216, 229, 444, 481, 484, 501 und 533 m (FLISCH 1987, Tab. 6.1).

GO_{ST} Tschuggen-Augengneis

Die Typlokalität des Tschuggen-Augengneises befand sich im Gebiet von Blatt Davos in einem in den letzten Jahrzehnten des 20. Jh. temporär betriebenen Steinbruch zur Gewinnung von Strassenschotter, 300 m südöstlich des Gasthauses Tschuggen an der Flüelapasstrasse (bei Koord. 2789.750/1184.500). Der Steinbruch wurde später jedoch mit Schutt aufgefüllt und eingeebnet und ist heute nicht mehr erkennbar. LIEBETRAU (1996) unterschied im Steinbruch drei Typen: Tschuggen I, II und III. Von diesen ist nur die erstgenannte Varietät von kartierbarer Bedeutung, die Grenzen zwischen Typ I und II können fliessend sein. Im Kartengebiet beschränkt sich der Tschuggen-Augengneis auf ein dünnes Band, das vom Pischasee durch die Pischahorn-Nordostwand in Richtung Isentälli zieht. Weitere kleine Aufschlüsse sind bei Koord. 2790.300/1188.875, 2690 m ü. M., und 2790.380/1188.765, 2650 m ü. M. Im Val Barlasch (Atlasblatt 20 Zernez) enthält der Tschuggen-Augengneis Biotit-Plagioklasgneisschollen (VON DER CRONE 1989a), die im Kartengebiet aber nicht angetroffen wurden. Es wurden 38 Proben des Tschuggen-Augengneises chemisch analysiert (s. Anh. A).

Detaillierte petrographische Beschreibungen des Typs Tschuggen I finden sich bei STRECKEISEN (1928), der ihn «granitischer Augengneis» nannte, und bei LIEBETRAU (1996). Es handelt sich um einen dunklen biotitreichen Gneis mit weissen Alkalifeldspat-Augen, der sich vom Flüela-Augengneis durch eine geringere Korngrösse und einen höheren Biotitanteil unterscheidet (Fig. 21B). Die gelängten Feldspat-Augen sind häufig von Myrmekit umgeben, zeigen Mikroklingitterung und sind zuweilen granuliert. LIEBETRAU (1996, Vol.-%) gibt folgende mittlere Zusammensetzung an: Quarz (35), Alkalifeldspat (20), Plagioklas (29), Biotit (13) und Hellglimmer (3). Laut Mikrosondenanalysen entspricht der Plagioklas Andesin (An 35–41), der Biotit Eastonit-Phlogopit und der Chlorit Aphrosiderit-Brunsvigite (LIEBETRAU 1996). STRECKEISEN (1928) beobachtete mehrfach Einschlüsse von dunklem glimmerreichem feinkörnigem Schiefer mit der quarzfreien Phasenassoziation Plagioklas+Alkalifeldspat+Biotit+Hellglimmer, die er als «granoblastisch umkristallisierte basische Putzen» deutete. Gemäss LIEBETRAU (1996) könnte es sich aber auch um eingelagerte Schiefer-Xenolithe handeln.



Fig. 21: A: Heller Flüela-Augengneis mit den typischen grossen Kalifeldspatäugen. Aufschluss im Gebiet der Jöriseen. B: Biotitreicher Tschuggen-Augengneis. Aufschluss vom Pischasee (bei Koord. 2790.510/1188.265). Fotos A. Signer, 2015.

Der feinkörnige Gneis des Typs Tschuggen II ist identisch mit dem Typ I, mit Ausnahme der fehlenden Alkalifeldspat-Augen. Beim hellen, nahezu augenfreien und grobkörnigeren Typ Tschuggen III handelt es sich um eine hellglimmerfreie, biotitarmer Variante.

GO_s Orthogneis i. Allg.

Unter diesem Begriff werden diejenigen Orthogneise zusammengefasst, die nicht eindeutig einem bestimmten Typ der «Jüngerer Orthogneise» zugeordnet werden können.

Ganggesteine, Kluffüllungen

öβ Basische Gänge: Diabas

Derartige grüne, teilweise dunkelgrüne ungeschieferte Ganggesteine sind eher selten und kommen im Gebiet von Blatt Davos am Gorihorn (bei Koordin. 2792.100/1185.770 und 2792.020/1185.780), im Dischmatal (2788.525/1183.100), an mehreren Stellen am Jatzhorn (u. a. 2784.800/1182.250), im Tschuggentälli (u. a. 2791.450/1185.525) und in der Frömdvereina (u. a. 2794.075/1185.950) vor. Eine Auflistung aller Fundorte findet sich bei HELLERMANN FURRER (1992a). Diese Gänge ziehen sich entlang einer Linie «vom Leidbachhorn über Jakobshorn, Sentishorn und Eisentällispitz nach dem Vereinapass und dem Piz Linard» (BEARTH 1932a). Sie durchbrechen ihr Nebengestein mit oft abruptem Wechsel ihrer Streichrichtung und brechen plötzlich ab. Der Kontakt zum Nebengestein ist sehr scharf. Die oberflächliche Verwitterungsfarbe ist hellgrau, graugrün oder braunorange. Mächtige Gänge zeigen am Kontakt ein feinkörniges Salband (Chilled Margin) und sind im zentralen Bereich grobkörniger. Dünne Gänge sind deutlich feinkörniger, bei gleichkörnigem Gefüge. Ein Gang im Tschuggentälli enthält scharf begrenzte Xenolithe des Nebengesteins ohne Anzeichen einer Aufschmelzung.

Unter dem Mikroskop ist vom primärmagmatischen Mineralbestand (BEARTH 1932a, HELLERMANN FURRER 1992a) Plagioklas+Klinopyroxen (oder Orthopyroxen)+Ilmenit±Quarz±braune Hornblende±Biotit±Talk nach Olivin±Apatit infolge von Umwandlungen, mit einer Ausnahme am Jakobshorn, nichts mehr zu erkennen. Die meisten Gänge haben laut HELLERMANN FURRER (1992a, b) eine sekundäre Assoziation von Aktinolith+Albit+Kalzit+Chlorit+Epidot-Klinozoisit+Hellglimmer+Kalifeldspat+Ilmenit+Quarz, die fünf petrographischen Gruppen zugeordnet werden kann. Mikrosondenanalysen der Phasen finden sich bei HELLERMANN FURRER (1992a). Bei der Umwandlung wurden die primärmagmatischen, subophitisch bis porphyrischen Strukturen ausgelöscht. Die sekundäre Überprägung wird auf spätmagmatische autohydrothermale (BEARTH 1932a) bzw. auf unterschiedlich starke alpin-metamorphe Umwandlungen zurück-

geführt (HELLERMANN 1990, HELLERMANN FURRER 1992a). Vom Kartengebiet liegen 18 chemische Analysen (s. Anh. A) vor.

Saure Gänge

Saure Gänge sind in der Silvretta-Decke selten und von sehr geringer Ausdehnung; sie sind daher nicht auf der Karte abgebildet. Lediglich in der sogenannten «Basalschuppe» (STRECKEISEN 1928) finden sich gehäuft saure Gänge (s. Kap. Dorfberg-Decke, S.60). *Aplit* ist meist in die Schieferung des Nebengesteins eingeschichtet und zwischen einigen Zentimetern bis Dezimetern mächtig (Fig. 22A). Im Mikroskop erkennt man eine deutliche Paralleltextur und die Mineralien Quarz (30–35 Vol.-% gemäss STRECKEISEN 1928), unzersetzter Kalifeldspat (25–35), frischer Plagioklas meist mit An 10–15 (20–30), Muskovit (5–15) und Biotit (0–4). Daneben finden sich noch Granat, Apatit, Chlorit, nicht unterscheidbares schwarzes Erz und Pyrit. *Pegmatit* ist noch seltener als der Aplit und führt Quarz, Feldspäte, Muskovit und Turmalin.

K Klufthkarbonat: Ankerit bis Dolomit

Im nördlichen Teil der Silvretta-Decke und in der Rothorn-Decke (am Grüenturm), nicht jedoch in der Dorfberg-Decke, sind rostig anwitternde diskordante Karbonatkluffüllungen (Breite meist <1 cm) weit verbreitet. Sie wurden erstmalig von STRECKEISEN et al. (1966) erwähnt. Im Gebiet von Blatt Davos sind sie am Jakobshorn bis zu 60 cm dick (VON BERLEPSCH-VALENDAS 1992, u.a. bei Koord. 2784.310/1182.465; Fig. 22B), auf der Karte nur bei Koord. 2784.075/1183.075 vermerkt. Klufthkarbonat ist auch mikroskopisch im Amphibolit sowie in «Älteren» und «Jüngeren Orthogneisen» (z.B. Günstizia-Gneis im Steinbruch Frauenkirch), wo sie vor allem die Hornblenden ersetzen, nachzuweisen.

Gemäss röntgendiffraktometrischen Untersuchungen und chemischen Analysen von Proben vom Jakobshorn handelt es sich hierbei um Ca-Mg-Karbonat mit beträchtlichen Anteilen von Fe und manchmal von Mn (VON BERLEPSCH-VALENDAS 1992). Es kann somit in erster Näherung als eisen- und manganhaltiger Dolomit bezeichnet werden. Gemäss der Klassifikation von PALACHE et al. (1951) handelt es sich um Dolomit, nach DEER et al. (1962) um Ankerit bis Dolomit. Die vereinfachte Summenformel einer Analyse lautet: $\text{Ca}_4(\text{Mg}, \text{Fe}_{0,95}\text{Mn}_{0,05})(\text{CO}_3)_8$ (VON BERLEPSCH-VALENDAS 1992, Probe PB-236). Die im Dünnschliff beobachteten Karbonate haben eine ähnliche Zusammensetzung. Die Gänge in der Gegend um das Pischahorn enthalten zusätzlich reichlich Quarz, und die chemische Zusammensetzung der dortigen Karbonate ist laut den Mikrosondenanalysen analog derjenigen vom Jakobshorn (BRUGGER 1992). Im Schlappital östlich von Klosters wurden die Fe-reichsten Karbonate (Ankerit bis Siderit) gemessen (VONLANTHEN 2000). Laut VONLANTHEN (2000) verwittern die Karbonate zu pulverigem, charakteristisch hellbraun gefärbtem Goethit $\text{FeO}(\text{OH})$.

Laut FLISCH (1987) sollen metasomatische Überprägungen den Flüela-Augengneis mittels Fe- und Mn-haltigen Karbonatfluids in den Augengneis vom Typ Frauenkirch umgewandelt haben. Nach VON BERLEPSCH-VALENDAS (1992) entsteht das Karbonat durch Zersetzung von Hornblende gemäss folgender Reaktion (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAP 1987): Hornblen-

de+Kohlendioxid=Quarz+Karbonat+Limonit. Die vollständige Zersetzung der in 1 m^3 Metadiorit enthaltenen 5 Vol.-% Hornblende könnte laut den Modellrechnungen eine bis zu 2,4 cm breite Kluft mit Karbonat füllen (VON BERLEPSCH-VALENDAS 1992, S. 71). Durch die Zirkulation einer wässrigen Phase mit gelöstem CO_2 entstehen demnach sogar aus Gesteinen mit geringen Hornblendeanteilen beträchtliche Mengen von Karbonat. Mit Hilfe der Isokonen-Methode (GRANT 1986) konnte eine Ca- und Mg-Mobilität im Nebengestein der grossen Jakobshorn-Karbonatgänge nachgewiesen werden, die genügt, um die breiten Kluftfüllungen zu erklären.

Aufgrund der stabilen C- und O-Isotopenwerte entstanden die Kluftkarbonate bei Temperaturen zwischen 200° und 300°C und damit bei anchizonalen Bedingungen der alpinen Metamorphose in diesem Gebiet (THÖNI 1981). Das CO_2 dürfte durch metamorphe Mineralreaktionen aus den von der Silvretta-Decke überfahrenen Gesteinseinheiten stammen. Aus dem Gebiet von Blatt Davos stammen drei chemische Analysen (s. Anh. A).

Quarzgänge

Zentimeter- bis dezimeterdicke steilstehende und die allgemeine Schieferung diskordant schneidende sterile Quarzgänge sind in den Orthogneisen relativ häufig anzutreffen. Sie entsprechen zeitlich wahrscheinlich den Typ-3-Quarz-Andalusit-Adern (BRUGGER 1994, PROSPERT & BIINO 1996, PROSPERT 1997; vgl. Fig. 18). Aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit und Ausdehnung sind sie jedoch auf der Karte nicht vermerkt.

Sedimente und Vulkanoklastika

In der Südwestecke des Gebiets von Blatt Davos kommen 600–700 m mächtige Vulkanite, Sedimente und deren Verwitterungsprodukte vor (Sandhubel-Member der Landwassermulde, FURRER et al. 1985). Es handelt sich um in ehemaligen Grabenstrukturen erhaltenen Gesteinsabfolgen, die, analog der Unterteilung des Münstertaler Verrucanos durch DÖSSEGGER (1974), in die Ruina-, Chazforà- und Fuorn-Formation gegliedert werden, auch wenn diese Unterteilung «in Mittelbünden nur mit Vorbehalt durchgeführt werden kann» (EICHENBERGER 1986, S. 58). An der Basis der Silvretta-Decke, zwischen Davos und Klosters, lassen sich schmale Bänder von verschieferten permischen Sedimenten und porphyrischen Metavulkaniten über grosse Distanz verfolgen (STRECKEISEN 1928). Typische Aufschlüsse finden sich bei Koord. 2784.125/1187.475, 2784.400/1187.650 und 2785.959/1190.350 auf rund 1560 m ü. M. Vom Tritt zieht sich ein 30–40 m mächtiges Gesteinsband in nordöstliche Richtung zum Ober-Gschwantenboden.

P_R Ruina-Formation

Die ca. 600–700 m mächtigen Metavulkanite der Ruina-Formation (Frühes Perm, DÖSSEGGER 1974, FURRER et al. 1985) in der südwestlichen Ecke des Kartengebiets bilden im Gelände massige, z.T. verschieferte homogene Lagen von Ignimbrit, Aschetuffit und Lapillituffit sowie deren Aufarbeitungsproduk-



Fig. 22: A: Verfaltete leukokrate Lage im Plagioklasknotengneis nordwestlich des Piz Champatsch (Koord. 2794.670/1182.385). Foto A. Signer 2015. B: Diskordante, braun angewitterte Karbonatklutfüllung in einem kleinen Aufschluss von Metagranodiorit am Jakobshorn (bei Pkt. 2496). Foto M. Maggetti, 1990.

ten (GRAF 1987, ZAUGG 1987). Der Hellglimmer der Schieferungsflächen verleiht ihnen einen charakteristischen Seidenglanz. Das ursprüngliche pyroklastische Gefüge inkompetenter Lagen kann durch tektonische Bewegungen total ausgelöscht sein.

Grün gefärbter *Ignimbrit* ist reich an Einsprenglingen, darunter bis zu 4 mm grosser Quarz (mit Abkühlungsrissen und Resorptionsbuchten), seltener Feldspat und Biotit (GRAF 1987, ZAUGG 1987). Kalifeldspat ist stärker zersetzt als Plagioklas (An 10–20, ZAUGG 1987). In der Grundmasse finden sich ferner helle, randlich ausgefrante, serizitreiche Schmitzen, die als umgewandelte Bimsfragmente gedeutet werden. Ein von ZAUGG (1987, Vol.-%) analysierter Ignimbrit besteht aus: Quarz (17), Plagioklas (20), Kalifeldspat (8), Bimsfragmenten (3) und Grundmasse (47). Die feinkörnige Matrix kann mikroskopisch nicht aufgelöst werden. Im QAP-Diagramm (STRECKEISEN 1967) fallen die Modalanalysen dreier Ignimbrite ins Dazitfeld (ZAUGG 1987). Rötlich bis violett gefärbter *Aschetuffit* führt vereinzelte (ZAUGG 1987, Vol.-%) kleine Quarz- (5) und Biotit-Einsprenglinge (5) in einer sehr feinkörnigen Grundmasse (80). Sie entsprechen Ablagerungen, die durch vulkanische Ascheregen entstanden. Rötlicher *Lapillituffit* zeigt auf den hellglimmerreichen Schieferungsflächen rote Putzen, die lithischen Pyroklasten (Lapilli) entsprechen (ZAUGG 1987). In der vulkanischen Matrix (10 Vol.-%) sind Quarz (25), Biotit (10), Plagioklas (8), Kalifeldspat (2), Bims (10) und lithische Fragmente (35) zu erkennen (ZAUGG 1987).

Die Metavulkanite der Landwasserkette sind auf Grund der chemischen Analysen (34 Proben aus dem Gebiet von Blatt Davos; s. Anh. A) eindeutig kalkalkaliner Affinität (GRAF 1987). Ihr Chemismus ist dazitisch (für die explosiv gefördertten Vulkanite der Ruina-Formation; 5 Analysen, GRAF 1987, 1992) bis rhyolitisch (für die Mehrzahl der effusiv gefördertten Vulkanite der Chazforà-Formation, 16 Analysen von Vulkanitgeröllen, GRAF 1987, 1992).

Pr_s *Klastische Metasedimente*

Lediglich an einer Stelle im Kartengebiet, bei Pkt. 2032 im Tobel oberhalb der Chummeralp, sind unterhalb der Metavulkanite klastische Metasedimente aufgeschlossen. Sie bestehen vorwiegend aus rotvioletter feinkörniger Schiefer und untergeordnet Sandsteinen (Metaarkose, Quarzit). Unter dem Mikroskop erkennt man im Schiefer ein klastisches Grundgewebe von Quarz und meist serizitisiertem Plagioklas mit Muskovit und Biotit. Limonit und Kalzit finden sich auf Klüften. Der Quarzit ist weiss bis hellviolett und besteht aus Quarz und Limonit mit feinschuppigen Chloritnestern und wenig Muskovit.

QUARTÄR

Ein grosser Teil des Gebiets von Blatt Davos wird von jungen quartären Ablagerungen bedeckt. Die Geländemorphologie ist durch glaziale Vorstösse am Ende der Letzten Eiszeit und die durch das steile Relief begünstigten Erosionsprozesse geprägt. Gerade im Prättigau an den Nordhängen vom Chistenstein bis Gotschna und auch an den mit Moränenmaterial bedeckten Hängen der Seitentäler sind durch die Hangentlastung aufgrund des Gletscherrückzugs im Spätglazial grosse Rutsch- und Sackungsmassen entstanden. Die noch vorhandenen rezenten Gletscher am Pischahorn und Flüela-Wisshorn sind sehr klein und stark auf dem Rückzug.

Pleistozän

Spätes Pleistozän

q_{4m} Till (Moräne) der Letzten Eiszeit

Während des Maximalstands der letzten Eiszeit vor rund 24000–22000 Jahren war das Gebiet von einer mächtigen Eiskappe bedeckt, aus der nur noch vereinzelte Gipfel als Nunataker herausragten. Die Obergrenze dieser Eismasse kann anhand von Schliftspuren rekonstruiert werden. Sie lag im Nordwesten am Chistenstein auf etwa 2400 m.ü.M. und stieg gegen Südosten zum Flüela Wisshorn bis auf etwa 2700 m.ü.M. an (SCHLÜCHTER 2009).

Während des darauf folgenden Rückzugs im Spätglazial zerfiel das Eisstromnetz. Die Gletscher zogen sich, immer wieder unterbrochen von Stagnations- und kleineren Vorstossphasen, zurück. Das Landwassertal und dessen Seitentäler wurden insbesondere durch VUAGNEUX (1976, 1983), MAISCH (1981, 1982) und VÖGELE (1984), das Prättigau durch KOBLER (1994) und KOBLER & ZWAHLEN (2004) sowie das hintere Prättigau zuletzt von ZWAHLEN (2017a, b) intensiv bearbeitet, wobei die Moränen anhand von Kartierungen, morphologischen Kriterien, berechneten Schneegrenzen-depressionswerten, Pollenanalysen und ¹⁴C-Datierungen den verschiedenen Rückzugsstadien zugeordnet wurden. MAISCHS (1981, 1982) Untersuchungen in Mittelbünden zwischen dem Landwasser- und Albulatal führten zu einer Verfeinerung der bis dahin bekannten Abfolge der Rückzugsstadien (Fig. 23A): Die Moränenwälle bei Clavadel ordnete er einem zwischen dem gschnitz- und daunäquivalenten Stadium liegenden Gletschervorstoss, dem *Clavadel-Stadium*, zu, dessen Schneegrenzen-depression sich deutlich von den beiden anderen Stadien unterscheidet.

VUAGNEUX (1983) hat in seiner Arbeit im Flüelatal (Fig. 23B) das Daun-Stadium weiter in das lokale Schindelboden-Stadium (DaunI) und den Tschuggen-Stand (entspricht DaunII) unterteilt. Mit Ausnahme des lokalen Clavadel-Stands (q_{4mC}) wurden auf der Karte keine letzteiszeitlichen Stände ausgewiesen.

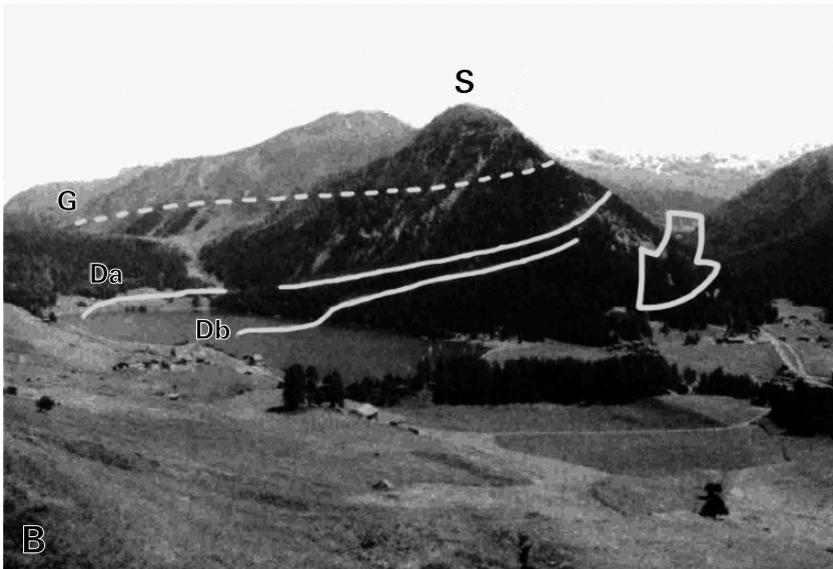
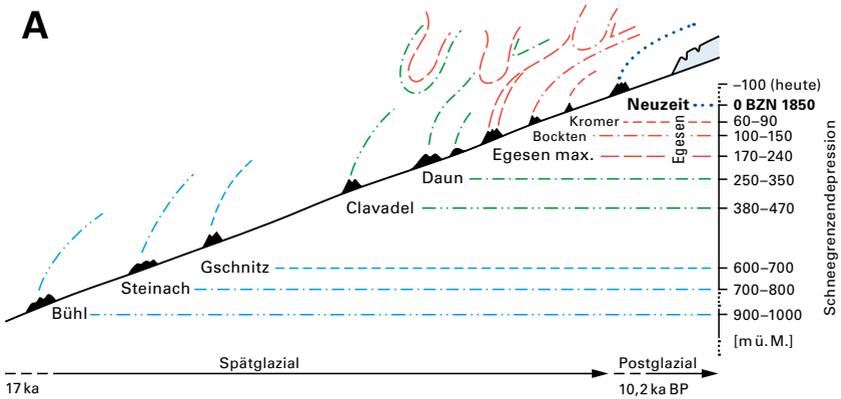


Fig. 23: A: Gliederung der spätglazialen Gletscherstände nach MAISCH (1982). B: Blick von Tschuggen (ob. Davos-Dorf) gegen Osten auf das Seehorn (S), mit Darstellung der spätglazialen Gletscherstände ausgangs des Flüelertals (Aufnahme aus VUAGNEUX 1983). G=Eisrandlage während des gschnitzäquivalenten Stadiums. Da/Db=Gletscherstände während des Davos-Stadiums (VUAGNEUX 1983; entspricht dem Clavadel-Stadium von MAISCH 1982).

q_{lm} Till (Moräne) lokaler Gletscher

Till (Moräne) lokaler Gletscher ist im Gegensatz zum älteren Till des Talgletschers oft noch klar von zumeist deutlich ausgeprägten Moränenwällen umgrenzt. Es sind Ablagerungen kleinerer spätglazialer Gletscher, die meist aus eng begrenzten Kargebieten vorstießen. Insbesondere im tillreichen Flüelatal gelang es MAISCH (1981) und VUAGNEUX (1983), eine Aufgliederung der verschiedenen Gletscherstände innerhalb des Egesen-Stadiums vorzunehmen. Der sogenannte Mälchasten-Stand entspricht dabei dem Egesen-Maximalstand, gefolgt vom Bardillen-, Karlimatten- und Flüela-Stand. Letzterer wurde von VUAGNEUX (1983) mit dem Bocktentälli-Stand (MAISCH 1981) parallelisiert. Auf eine Darstellung dieser lokalen Stände wurde in der Karte verzichtet.

Fossile Blockgletscher

Fossile Blockgletscher, die sich im Spätglazial meist aus Moränenmaterial der lokalen Gletscher gebildet haben, kommen im Kartengebiet häufig vor. Gerade die lokalen Moränenwälle wurden oft mit Schutt hinterfüllt. Nach Abschmelzen der Gletscher begannen einzelne Moränen durch das Vorhandensein von Eis im Sediment zu kriechen, was stellenweise zur Bildung von Blockgletschern führte. Heute ist die Bewegung des Sediments gestoppt, eine dünne Vegetationsdecke verdeutlicht diese Stabilität. Beispiele finden sich östlich des Gatschiferspitz oder nordöstlich des Sentischorns.

Glazifluviatile Sedimente, verschwemmte Moräne

Glazifluviatile Ablagerungen bilden sich dort, wo abfließendes Schmelzwasser ausgewaschene oder aufgearbeitete Moräne ablagern kann. Solche Ablagerungen finden sich ausgangs des Süser Tals, im Mattjisch Tälli südöstlich bzw. südwestlich des Pischahorns und am Bargaboden westlich des Seehorns. Die Abgrenzung zwischen glazifluviatilen Ablagerungen und Bachschutt aus aufgearbeitetem Moränenmaterial ist meist arbiträr.

Bergsturzablagerung Drussetschawald/Delenwald

Die bedeutendste Bergsturzmasse im Kartengebiet ist sicherlich diejenige des *Totalp-Bergsturzes*, die sich vom Pass beim Wolfgang (Pkt. 1632) bis hinunter nach Selfranga erstreckt. ABELE (1974) errechnete für die gesamte Bergsturzmasse ein Volumen von rund 400 Mio. m³, CADISCH (1921) ging von ca. 600 Mio. m³ aus. Aufgrund der Geländemorphologie lassen sich drei Phasen in der Bildung des Totalp-Bergsturzes unterscheiden (STRECKEISEN 1974, MAISCH 1981), die sich in den drei Ablagerungsgebieten Drussetschawald, Delenwald und Stützwald widerspiegeln (Fig. 24).

Bergsturزابlagerung Drussetschawald (älter): In einer ersten Phase dürfte die Hauptsturzmasse aus dem Gebiet des Totalhorns zur Ablagerung gelangt sein. Die abgeglittene Masse brandete an der gegenüberliegenden östlichen Talseite an, wo ein grosser Teil im Gebiet Drussetschawald zum Stillstand kam. Die Bergsturzmasse Drussetschawald versperrte damit dem bis dahin in Richtung Klosters entwässernden Landwasser den Weg, so dass es sich einen neuen Abfluss nach Süden bahnen musste.

Auf der Bergsturزابlagerung im Drussetschawald finden sich bei Drusatscha grössere Gneisblöcke, die vermutlich auf einen lokalen Felssturz zurückzuführen sind. Sie stammen wohl aus einer deutlichen Ausbruchsnische am Drussetschaberg im Osten der Bergsturزابlagerung.

Bergsturزابlagerung Delenwald (jünger): Durch einen weiteren Bergsturz aus dem Gebiet unterhalb des Totalhorns wurde im Gebiet Delenwald (östlich des Wolfgangpasses) ein Teil des hauptsächlich aus Serpentin bestehenden Trümmermaterials an die Bergsturزابlagerung Drussetschawald angelagert bzw. hat diese teilweise überlagert. Ein Teil dieser jüngeren Sturzmasse bewegte sich wahrscheinlich bereits auch etwas weiter talabwärts in Richtung Grossweid–Stützwald. Bis heute sind die Bergsturزابlagerungen Drussetschawald und Delenwald morphologisch gut erkennbar voneinander getrennt.

Bergsturزابlagerung Stützwald

Vermutlich durch einen sekundären Abbruch von Bergsturzmateriel aus der markanten Ausbruchsnische in der Bergsturزابlagerung Drussetschawald oberhalb von Lusiwald gelangte in der Folge nochmals Bergsturzmateriel bis ins Gebiet Grossweid–Stützwald.

In einer Erdwärmesondenbohrung in Unterlaret wurde bis in eine Tiefe von 34 m umgelagertes Materiel der Stützwald-Bergsturzmasse erbohrt, danach bis in eine Endtiefe von 106 m aus der Delenwald-Bergsturzmasse stammende Serpentintrümmer.

Über den Zeitpunkt der verschiedenen Bergsturzereignisse können keine gesicherten Angaben gemacht werden. Da sich auch die heutige Geländemorphologie noch sehr unruhig mit kleinen Seen und oft versumpften Vertiefungen gestaltet, schliesst MAISCH (1981) eine vollständige glaziale Überprägung durch spätglaziale Gletschervorstösse aus. MAISCH (1981) beziffert das Alter des Bergsturzes auf ca. 14 000 Jahre, dies aufgrund der bereits von CADISCH & LEUPOLD (1928) gemachten Beobachtung, dass die Bergsturzmassen bei Klosters-Selfranga an vermutlich gschnitzäquivalenten Moränenwällen gebremst wurden. MAISCH (1981) nimmt an, dass die Bergsturزابlagerungen ausgangs des Mönchalptals während des Clavadel-Stadiums seitlich durch den Mönchalpgletscher überfahren wurden. VUAGNEUX (1983) fand am nördlichen Rand des Davosersees mit dem Clavadel-Stadium äquivalente Moränen über den Bergsturزابlagerungen,

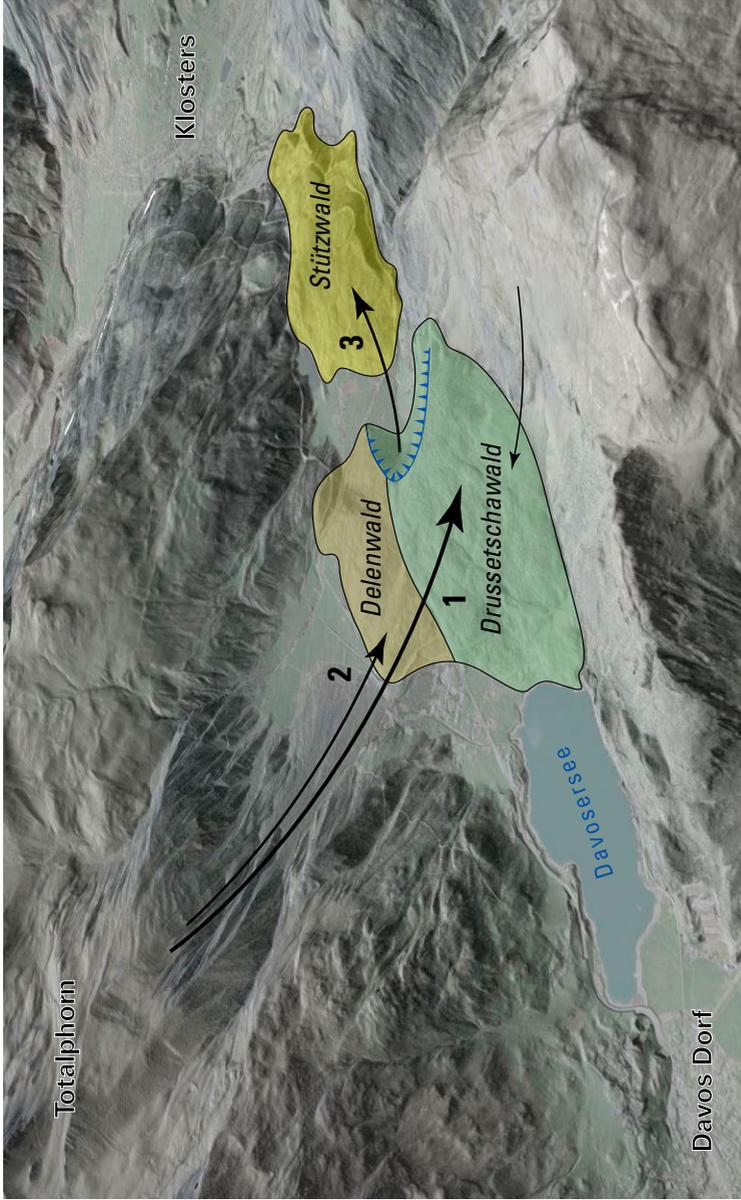


Fig. 24: Übersicht der mehrphasigen Ablagerungsgeschichte des Totalp-Bergturzes mit den einzelnen Bergsturzalagerungen im Gebiet des Wolfgangpasses und weiter nördlich in Richtung Klosters. Reliefdarstellung (Digitales Terrainmodell), Blickrichtung gegen Norden. 1=ältere Bergsturzalagerung Drussetschawald, 2=jüngere Bergsturzalagerung Delenwald, 3=umgelagerte Bergsturzmasse Stützwald.

was den Totalp-Bergsturz zeitlich zwischen Gschnitz- und Clavadel-Stadium einordnen würde.

Grossdavosersee: CADISCH (1921) postulierte als Erster ein infolge des Niedergangs des Totalp-Bergsturzes entstandenes Staubecken südlich des Wolfgangpasses, das durch die intensive Geschiebezufuhr der Seitenbäche des Flüela-, Dischma- und Sertigtals sukzessive in Teilbecken aufgeteilt und gefüllt wurde, bis nur noch der heutige Davosersee übrigblieb. MAISCH (1981) unterschied zwei Phasen der Seebildung. Während des Hochglazials stiessen die Seitengletscher des Landwassertals vereinigt bis nach Klosters im Norden und Glaris im Süden vor. Gleichzeitig wurde die Zügenschlucht durch die Eismassen des Monsteiner Gletschers verriegelt, so dass sich dazwischen ein See bilden konnte. Nachdem die Gletscher ihre maximale Ausdehnung während des Gschnitz-Stadiums erreicht hatten, zogen sie sich zurück, worauf im Gebiet des heutigen Wolfgangpasses der Totalp-Bergsturz niederging. Während des darauf folgenden Clavadel-Stadiums stiessen viele Seitengletscher nur noch knapp bis ins Landwassertal vor. MAISCH (1981) nimmt an, dass das südliche Ende des so genannten Grossdavosersees südlich von Davos-Frauenkirch ausserhalb des Blattgebiets gelegen haben muss, wo der Chummertälligletscher weit ins Landwassertal reichte und die Entwässerung gegen Süden abriegelte. In der Folge füllte sich die Talebene bis auf Höhe des Dischmatalts, so dass der Grossdavosersee kurzzeitig eine maximale Länge von etwa 6 km erreichte. Seinen Höchststand erreichte er bei 1570 m ü. M., bevor sich der Wasserspiegel um ca. 20 m absenkte und über längere Zeit auf etwa 1550 m ü. M. verharnte. In dieser Zeit entstanden auf beiden Talseiten die noch heute sichtbaren Terrassenflächen als glaziale Eisrandschüttungen. Mit dem sukzessiven Abschmelzen der Eismassen des Chummertälligletschers kam es in der Folge zu einem Ausbruch des Grossdavosersees nach Süden. Die Entstehung des Grossdavosersees lässt sich somit in erster Linie auf die Talabriegelung durch die vorstossenden Seitengletscher zurückführen und nicht auf den durch den Totalp-Bergsturz versperrten Abfluss nach Norden.

Verlandungssedimente, z. T. torfig

Bei den Verlandungssedimenten handelt es sich um im Spätglazial ausgangs des Dischmatalts abgelagerte feinkörnige Sedimente, die z. T. auch torfige Lagen enthalten können.

Bachschuttkegel

Ausgeprägte Schwemmfächer und -terrassen finden sich zu beiden Seiten ausgangs des Sertigtals. Besonders augenfällig sind die markanten Terrassen bei Frauenkirch, die von MAISCH (1981) untersucht wurden. Dabei handelt es sich um das Ergebnis einer über längere Zeit andauernden Aufschüttung von Deltasedi-

menten in den spätglazialen Grossdavosersee. MAISCH (1981) konnte zeigen, dass es sich beim abgelagerten Material höchstwahrscheinlich um umgelagerten Till des zu diesem Zeitpunkt bei Clavadel liegenden Sertiggletschers handelt. Die darauf folgende Absenkung des Seespiegels des Grossdavosersees verursachte eine markante Absenkung der lokalen Erosionsbasis, so dass sich der Sertigbach in der Folge in sein eigenes Delta einschchnitt und ausgeprägte Terrassen hinterliess. Weitere kleinere spätglaziale Bachschuttkegel, z. B. nordöstlich und südlich der Casanna oder im Flüelatal, sind heute inaktiv.

Fossile Blockgletscher

Die hier beschriebenen fossilen Blockgletscher können sowohl aus Hang- und Blockschuttmaterial als auch aus Moränenmaterial bestehen. Da ihre Zusammensetzung jedoch häufig nicht eindeutig ist, können sie nicht ohne weiteres als fossile Blockgletscher der Moränen (s.o.) klassifiziert werden.

Anhand ihres Bewuchses, der bereits wenig frisch erscheinenden Umrandung und mittels INSAR-Daten können sie gut von aktiven Blockgletschern unterschieden werden. Auch liegen sie an vergleichbarer Lage deutlich tiefer als die aktiven Blockgletscher.

Holozän

q_m Neoglazialer Till (Moräne)

Zum neoglazialen Till werden alle Moränenablagerungen des Gletscherhochstands seit 1850 gezählt. Nennenswerte Vorkommen findet man im südöstlichen Kartengebiet rund um das Flüela-Wisshorn bis hinunter zu den Jöriseen und am Pischahorn. Stellenweise haben sich aus dem Moränenmaterial auch *Blockgletscher* gebildet. Östlich des Pischahorns, nördlich des Isentällispitz und am östlichen Blatttrand bei Rosställi konnten *Moränenbastionen* identifiziert werden. *Glazifluviatile Ablagerungen* finden sich unterhalb der heute noch aktiven Gletscher am Pischahorn und Flüela-Wisshorn. Die alten Dufourkarten und die Blätter des Siegfried-Atlas sind für die Bestimmung des letzten Gletscherhochstands ebenfalls hilfreich.

Schutt auf Gletscher

Der Gletscher auf der Nordseite des Pischahorns ist stellenweise unter Schuttbedeckung verborgen. Der Schutt stammt aus der Pischahorn-Nordwand und bewegt sich als Obermoräne mit dem Eis langsam talwärts.

Blockgletscher

Die heute noch aktiven Blockgletscher bestehen überwiegend aus Hang- und Blockschuttmaterial von steilen Schutthalden, können aber auch Moränenmaterial beinhalten. Ihre Zusammensetzung kann daher lokal variieren, wie etwa westlich des Flüela-Wisshorns, wo Blockgletscher sowohl aus Hangschutt- als auch Moränenmaterial vorhanden sind. Aktive Blockgletscher unterscheiden sich von fossilen durch ihre oft frischen, übersteilten Randböschungen, die noch nicht bewachsen sind. INSAR-Daten zeigen, dass die aktiven Blockgletscher unter der Einwirkung des Permafrosts mit ca. 2–50 cm/a talwärts fließen.

Zerrüttete Sackungsmassen

Zerrüttete Sackungsmassen bestehen aus durch Rutsch- und Sackungsbewegungen aus ihrem ursprünglichen Verband gerissenen und zerrütteten Gesteinsmassen, die bisweilen stark an Blockschuttmassen erinnern. Häufig beinhalten diese Massen auch grössere, noch im stratigraphischen Verband zusammenhängende versackte Felspakete. Im Kartengebiet gibt es zahlreiche Beispiele zerrütteter Sackungsmassen, so auf der Nordseite von Casanna und Gotschna, am Tschuggenberg im Flüelatal, bei Im Laub nördlich des Hohliechts oder auf der Südseite des Drimarchenspitz.

Sackungsmassen

Bei Sackungsmassen ist der ursprüngliche Gesteinsverband noch mehrheitlich intakt, jedoch bereits von der Unterlage abgelöst und talwärts bewegt. Im Kartengebiet treten zahlreiche Sackungsmassen in Erscheinung, häufig sind bzw. waren nach dem Abschmelzen der Talgletscher ganze Talflanken von Sackungsprozessen betroffen. Eine grosse Sackungsmasse findet sich nordöstlich von Monbiel im Gebiet des Bödmerwalds. Hier haben sich auch mehrere Nackentälchen von einigen hundert Metern Länge gebildet. Weitere grössere Sackungsmassen sind im westlichen Kartengebiet jeweils östlich des Salezer Horns und Grüenhorns zu finden. Im östlichen Kartengebiet sind zu nennen: die nördliche Flüelatalflanke zwischen Hüreli und Flüelaberg, die Flanken um das Hohliecht oder die Südseite des Büelenhorns im Dischmatal. In diesen Gebieten lassen sich zahlreiche Nackentälchen und sekundäre Abrisskanten innerhalb der Sackungsmassen finden. Häufig sind zerrüttete Sackungsmassen und Rutschmassen mit den Sackungsmassen assoziiert, wobei die Übergänge meist fließend sind.

Rutschmassen

Die Gotschna-Rutschung zwischen Selfranga (Bim Wijer) und Drostobel ist Teil einer grösseren, kriechenden Rutschmasse, die sich von Selfranga bis Küblis

erstreckt. Die Rutschmasse der Gotschna-Rutschung besteht aus einem Melange von Felschollen und -blöcken aus Prättigau-Flysch, Gesteinen der Falknis-Decke, Sulzfluh-Kalk und verschiedenen Gesteinen der Arosa-Decke. Sie wird oben von der weiten Karmulde der Gotschnawang mit ihren steilen Wänden begrenzt und ist heute noch als Kriechhang aktiv. Das Pauschalgefälle beträgt etwa 20°, INSAR-Daten und Verschiebungsmessungen zeigen jährliche Bewegungsraten von etwa 2–10 cm/a, lokal aber auch Werte von deutlich über 50 cm/a.

Weitere grössere Rutschgebiete, die sich wenige Millimeter bis Zentimeter im Jahr bewegen, findet man zum Beispiel bei der Gruobenalp im Parsenn und nördlich des Flüelabachs am Flüelaberg.

Gebiete mit Solifluktion

Im Gebiet von Blatt Davos finden sich nur wenige Gebiete mit Solifluktion, die sich im Massstab des Geologischen Atlas darstellen lassen. Einige Zungen, die sich aufgrund von langsamem oberflächennahem Fliessen der Lockergesteinsbedeckung gebildet haben, finden sich beispielsweise nördlich des Chörbsch Horns.

Fels- bzw. Bergsturzaflagerungen

Im Kartengebiet finden sich an verschiedenen Stellen unterhalb steiler Felswände grössere Sturzblöcke. Ein vermutlich postglazialer Bergsturz ging aus der Nordflanke der Zenjfluh nieder. Dessen Reichweite lässt sich heute aufgrund der Überprägung seiner Ablagerungen durch die mannigfaltigen Blockgletscher und infolge fluviatiler Aufarbeitung nicht mehr genau rekonstruieren. Die grössten Blöcke haben jedoch erst kurz vor dem Bargaboden auf einer Geländeverflachung Halt gemacht.

Protalus Ramparts, Schneehaldenmoränen

Bei einem Protalus Rampart bzw. einer Schneehaldenmoräne handelt es sich um das Initialstadium eines Blockgletschers im Auslaufbereich von steilen Schutthalden. Diese entstehen durch regelmässig von Schneerutschungen und Lawinen mitgeführtes Material, das im Fussbereich ablagert wird. Je nach Entwicklungsgrad und Ausdehnung gehen die Schneehaldenmoränen fliegend in Blockgletscher über.

Hangschuttkegel, Hangschutt Schleier, Hangschutt mit Blockschutt

Der durch Verwitterung von Fest- und Lockergesteinen gebildete Hangschutt unterliegt aufgrund der steilen Topographie gravitativem Transport. Daher findet man Hangschutt typischerweise am Fuss von kleineren und grösseren Felswänden. Trockenschuttkegel bilden sich an Ausgängen von steilen Rinnen in den Felswän-

den, durch die der anfallende Gesteinsschutt kanalisiert wird. Das Material gelangt durch gravitativen Transport in trockenem Zustand auf den Schuttkegel. Da oft Wasser oder Schnee beim Transport mitbeteiligt sind, ist die Abgrenzung zu gemischten Schuttkegel und Schwemmfächern fließend.

Gemischte Schuttkegel

Typische gemischte Schuttkegel befinden sich nördlich der Chüpfenflue. Hier wurde gravitativ transportiertes Hangschuttmaterial teils durch Murgänge umgelagert. Die Murgangrinnen sind stellenweise gut sichtbar.

Bachschuttkegel

Schwemmfächer und Bachschuttkegel werden generell am Ausgang von Tälern oder Felseinschnitten mit perennierenden Bachläufen geschüttet, ihre Morphologie ist durch die Kegelform und eine leicht gewölbte Oberfläche gekennzeichnet. Sie bilden sich dort, wo durch Bäche und Gerinne grössere Schuttablagerungen – komplex verzahntes kiesiges, sandiges und lehmiges Material – entstanden sind, dies besonders nördlich und südlich der Landquart oder etwas weniger ausgeprägt im Siedlungsgebiet von Davos durch zahlreiche kleinere Zuflüsse wie zum Beispiel durch den Albertibach oder Schiabach.

q_b Bachschutt

Durch gravitative Prozesse in offene Gerinne verfrachtetes verwittertes Gesteinsmaterial wird durch Bäche weiter transportiert und erfährt dadurch eine Sortierung nach Korngrößen. Im eigentlichen Gerinnebereich eines Bachs ist vor allem oft lehmiger Schotter verbreitet. Bachschutt bildet sich meist in Gebieten, in denen sich das Gefälle deutlich verringert und das angeschwemmte Gesteinsmaterial abgelagert wird. Auch im Apexbereich der grösseren Bachschuttkegel kann Bachschutt akkumulieren.

Kalksinter (Quelltuff)

Lediglich im Sapün in der Hellschluocht nordwestlich der Chüpfenflue, in der Westflanke des Haupter Horns und im Drostobel westlich von Klosters finden sich lokale Ablagerungen von Kalksinter.

Sümpfe, Torfmoore

Moorflächen und Sumpflandschaften befinden sich bevorzugt in Gebieten mit schlecht durchlässigem Till. Eine grosse Zahl von Gross- und Kleinseggenrieden, Flachmooren und Quellfluren, die im Bundesinventar der «Moorlandschaft-

ten von besonderer Schönheit und von nationaler Bedeutung» (BAFU 2007) aufgeführt ist, findet man rund um den Durannapass. Flach- bzw. Hochmoore («Hoch- und Übergangsmoore von nationaler Bedeutung», BAFU 2007) finden sich am Clavadeler Berg, am Sapüner Meder und rund um den Schwarzsee in Davos-Laret.

q_a Rezente Alluvionen

Im Gegensatz zu Bachschutt, der vielfach durch Murgänge und ähnliche hochenergetische Prozesse in eher steilen Gerinnen transportiert und abgelagert wird, werden die Sedimente von rezenten Alluvionen auch – teilweise vorwiegend – aus langsam fliessendem oder stehendem Hochwasser abgelagert. Die Übergänge zwischen rezenten Alluvionen und Bachschutt sind fliessend, das heisst nicht so trennscharf, wie es die Kartendarstellung suggeriert. Rezente Alluvionen bestehen meist aus locker gelagertem kiesigem Material, das oft von einer Lehmschicht (Hochflutablagerung) bedeckt ist.

Grössere Alluvialebenen konnten sich von Monbiel bis Klosters durch den Materialeintrag der Landquart bilden sowie im Siedlungsgebiet der Gemeinde Davos durch das Landwasser. Eine kleinere Alluvialebene wurde durch den Dischmabach bei Chaiseren gebildet sowie durch den Flüelabach zwischen Waldji und dem Wasserfall.

Künstlich verändertes Gelände

Für die Anlage und Planierung von Skipisten wurden an der Weissfluh, im Dorfälli und rund um das Weissfluhjoch teilweise grössere Terrainveränderungen vorgenommen. Grössere Geländeanpassungen erfolgten auch im Zuge der Erstellung des Vereina-, Zugwald- und Gotschnatunnels zwischen den Tunnelportalen bei Klosters-Selfranga.

Künstliche Aufschüttungen, Auffüllungen

Infolge des Abbaus von Kies und Bausteinen wurden in der Vergangenheit an verschiedenen Lokalitäten Steinbrüche und Gruben erstellt, von denen die meisten nicht mehr in Betrieb sind. Sie wurden grösstenteils wieder verfüllt. Weitere Auffüllungen und Aufschüttungen erfolgten für Bahn- und Strassendämme sowie für Schutzbauten wie beispielsweise Bachverbauungen.

Karstbildungen

Karstphänomene treten im Kartengebiet nur sehr vereinzelt auf. Einige Dolinen befinden sich bei Hinter Latschüel oberhalb des Felsbands, durch das der Tritt führt. Die Dolinen sind hier perlschnurartig hintereinander aufgereiht.

TEKTONIK UND PETROGENESE

Entwicklung des Ablagerungsraums

Penninikum

Die unterpenninische Grava-Decke bedeckt den nordwestlichen Teil des Kartengebiets, ihre höchsten Einheiten sind am Chistenstein aufgeschlossen. Gegen Osten hin verschwindet sie zum einen unter der oberpenninischen Arosa-Decke und zum anderen unter der mittelpenninischen Falknis- und Sulzfluh-Decke, die im Gegensatz zu ihrem grössten Verbreitungsgebiet, dem westlichen Rätikon, hier in deutlich geringerer Mächtigkeit und linsenartig auftreten.

Das Penninikum umfasst einen ozeanischen Faziesbereich, der sich im Mesozoikum paläogeographisch zwischen dem im Norden liegenden europäischen Kontinentalrand und dem südlichen adriatischen Kontinentalrand befunden hat. In Nordbünden lassen sich aus diesem Ablagerungsgebiet drei faziell unterschiedliche Sedimentabfolgen unterscheiden. Es sind dies die nordpenninischen Sedimente des Wallis-Trogs, die mittelpenninischen Sedimente der Briançonnais-Schwelle und die südpenninischen Sedimente aus dem Piemont-Liguria-Ozean, die sich primär über kontinentaler und ozeanischer Kruste abgelagert haben.

Unterpenninikum

Die Gesteine der *Grava-Decke* bilden die tiefste tektonische Einheit des Kartengebiets. Im tiefmarinen Milieu des nordpenninischen Wallis-Trogs haben sich im Paläogen über der monotonen, mesozoisch-kretazischen Sedimentabfolge («Bündnerschiefer») die Flyschablagerungen des Prättigaus gebildet. Sie stellen, gemäss HITZ & PFIFFNER (1997), einen Akkretionskeil dar. Wie oben erwähnt, bezieht sich der Begriff des Prättigau-Flyschs ausschliesslich auf die paleozäne Oberälpli- und eozäne (Yprésien) Ruchberg-Formation, die aufgrund ihres Alters und ihrer Zusammensetzung in einem konvergierenden geodynamischen Kontext stehen und dadurch echten Flyschcharakter aufweisen.

Gemäss NÄNNY (1948) muss die Schüttung aufgrund der beobachteten Korngrössenabnahme von Norden nach Süden vom europäischen Kontinentalrand her erfolgt sein. Die deutliche Diversifizierung der detritischen Zirkon-Alterspektren im paläogenen Flysch (Oberälpli- und v.a. Ruchberg-Formation) im Vergleich zu den kretazischen Sedimentabfolgen der Grava-Decke weist darauf hin, dass diese von Süden, vom wachsenden orogenen Keil geschüttet wurden (BELTRÁN-TRIVIÑO et al. 2013).

Mittelpenninikum

Die über der Grava-Decke liegende *Falknis-Decke* tritt im Gebiet von Blatt Davos in perlschnurartigen Linsen und in viel geringerer Mächtigkeit auf als im westlichen Rätikon. Trotzdem ist mit Ausnahme der Trias die gesamte Schichtreihe von Jura bis Eozän aufgeschlossen. Sie besteht aus einer Abfolge jurassischer bis paläogener Sedimentgesteine, die am nördlichen Kontinentalhang der submarinen Briançonnais-Schwelle abgelagert und später von ihrer Unterlage abgeschert wurden. Im Frühen Jura wurde die Subsidenz der Schwelle durch die Öffnung des Piemont-Liguria-Ozeans im Süden unterbrochen, Teile der Schwelle gehoben und trockengelegt, lokal bildeten sich durch Erosionsvorgänge mächtige Brekzienablagerungen aus submarinen Schuttströmen wie diejenigen der Falknis-Brekzie (GRUNER 1981). Durch thermische Subsidenz im Zusammenhang mit der Öffnung des Wallis-Trogs kam es in der Folge zu mächtigen Kalkablagerungen. Die spätkretazisch-paläogen gebildete Couches-Rouges-Gruppe wurde in einer von Sedimentationsunterbrechungen geprägten Phase abgelagert. Durch rasche Absenkung im Eozän kam es zur Bildung des «Falknis-Flyschs» (PIFFNER 2009).

Über der Falknis-Decke liegt die im Kartengebiet nur geringmächtig ausgebildete, oft gänzlich fehlende, ebenfalls mittelpenninische *Sulzfluh-Decke*, deren Sedimente sich in einem südlicheren Teil der Briançonnais-Schwelle gebildet haben. Die spätkretazische bis eozänen Sedimente liegen diskordant auf dünnen Schuppen eines paläozoischen Granits. Durch thermische Subsidenz der Briançonnais-Schwelle und ihr damit verbundenes Absinken unter den Meeresspiegel infolge der Öffnung des Wallis-Trogs bildete sich im Späten Jura der mächtige, z. T. oolithische Sulzfluh-Kalk. Infolge erneuter Hebung der Schwelle in der Frühen Kreide kam es zu Verkarstung des Kalks. Am Übergang von Früher zu Später Kreide begann sich die Schwelle erneut abzusenken, und unter dem nun herrschenden pelagischen Bedingungen wurden die Gesteine der Couches-Rouges-Gruppe den Kalken diskordant aufgelagert. Durch die rasch zunehmende Absenkung bildeten sich im Paleozän-Eozän mit dem «Sulzfluh-Flysch» die jüngsten Sedimente der Sulzfluh-Decke.

Oberpenninikum

Die *Arosa-Decke* besteht aus einem Melange ozeanischer Lithosphäre und darüber abgelagerten ozeanischen Tiefseesedimenten (Totalp-Ophiolithkomplex), Flyschpaketen sowie Kristallin und dieses überlagernde Sedimenteinheiten des früheren passiven Kontinentalrands (Extensional Allochthons: Weissfluh-, Gotschnawang-, Haupterhorn- und Dros-Scholle). Die Gesteine spiegeln die Ablagerungsbedingungen im Piemont-Liguria-Ozean im Bereich eines Kontinent-Ozean-Übergangs wider (WEISSERT & BERNOULLI 1985, FROITZHEIM & MANATSCHAL 1996, MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997). Durch die schiefe, d.h. an Transformbrüchen versetzte, Öffnung des piemont-ligurischen Ozeans gelangten ozeanische und

kontinentale Gesteine entlang diesen Transformbrüchen in unmittelbare Nachbarschaft und wurden durch ihre Lage im Akkretionskeil einer Subduktionszone sowie durch die paläogene Überschiebungstektonik verschuppt. Neben grösseren kristallinen und sedimentären Schollen entstanden chaotische und oft stark deformierte Melanges, in denen kleinmasstäblich Gesteinskörper unterschiedlicher Herkunft nebeneinanderliegen.

Die ältesten Gesteine des *Totalp-Ophiolitkomplexes* sind Peridotit, Serpentin, Ophikalzit, Kristallin-Serpentinbrekzie sowie Metagabbro und -basalt, die bei der Öffnung des Piemont-Liguria-Ozeans am Übergang zum adriatischen Kontinentalrand entstanden sind. Beiderseits dieses Ozeans sind, als Fragmente der Extensional Allochthons (FROITZHEIM & MANATSCHAL 1996), Teile des kristallinen Grundgebirges erhalten geblieben. Im Gegensatz zur Platta-Decke fehlen hier die Brekzienlagen des Frühen und Mittleren Juras jedoch fast vollständig. Aufstossende Asthenosphäre führte bei der Öffnung des Piemont-Liguria-Ozeans zu einer Aufwölbung des subkontinentalen Mantels unter der sich ausdünnenden adriatischen Kruste und zur Extrusion der kontinentalen Lithosphäre (TROMMSDORFF et al. 1993, MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997, DESMURS et al. 2001). PETERS & STETTLER (1987) datierten mit der Ar/Ar-Methode an Phlogopit des Totalp-Peridotits eine jüngere Phase dieser Aufwölbung mit 160 ± 8 Ma. Die mehrphasige Deformation der Mantelgesteine erfolgte unter retrograden Metamorphosebedingungen. Davon zeugen die penetrative Foliaction des Serpentinits und die subparallelen Pyroxenitgänge (MANATSCHAL et al. 2003). Die am Meeresboden freigelegten Mantelgesteine wurden zu Serpentinit umgewandelt. Es bildeten sich in situ karbonathaltige tektonische Brekzien, so genannter Ophikalzit. Begleitet wurde die Exhumierung der Mantelgesteine von einer grossräumigen flachen Abschiebung am adriatischen Kontinentalrand, die etwa am Kontakt zwischen prätriassischem Kristallin und den triassischen Sedimenten verlief (MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997). Diese subhorizontale Hauptabschiebung wurde von sekundär entstandenen listrischen Abschiebungen begleitet. Es bildeten sich rotierende Kippschollen entlang des adriatischen Kontinentalrands. Durch isostatische Ausgleichsbewegung senkten sich die Mantelgesteine rasch ab, über den Ophioliten, meist im Kontakt mit Ophikalzit, folgte eine unter ozeanischen Bedingungen im Späten Jura abgelagerte Sedimentbedeckung mit Radiolarit und mikritischem Kalk («Calpionellenkalk»). Der Ophikalzit/Radiolarit-Kontakt ist meist sedimentär, kann aber auch tektonischer Natur sein. Darüber lagerte sich Kalk (Später Jura – Kreide) ab, gefolgt von kretazischem Flysch.

Neben grösseren Paketen kristalliner Einheiten (*Dros-Scholle*) treten weitere, sedimentäre Gesteinspakete (Haupterhorn-, Weissfluh- und Gotschnawang-Scholle) auf. Sie lassen sich allesamt als *Extensional Allochthons* interpretieren; ihnen gemein ist eine ostalpine Herkunft. Die *Haupterhorn-Scholle* mit ihren nach Norden aufsteilenden Schichten und Schubspänen kommt im Kartengebiet lediglich südlich der Weissfluh vor. Im Liegenden ist norischer Dolomit aufgeschlossen, darüber liegen jurassische Dolomit- und Kalkbrekzien. Die Gesteinsabfolgen der

Weissfluh- und *Gotschnawang-Scholle* bestehen aus vereinzelt prätriassischen Kristallinfragmenten und darüber abgelagerten Sedimenten. Neben klastischen Sedimenten sind es Evaporite, ein mächtig ausgebildeter Hauptdolomit, frühjurassische Brekzien sowie spätjurassische bis frühkretazische Radiolarit- und Kalkablagerungen. Die Gesteine sind in ihrem Verbreitungsgebiet durchgehend verkehrt gelagert aufgeschlossen.

Ostalpin

Die über den penninischen Decken folgenden unterostalpinen Decken sind durch einen schuppenartigen Aufbau charakterisiert. Das Kristallin des Unterostalpins liegt im Gebiet von Blatt Davos nur lückenhaft in der Dorfberg- und der Rothorn-Decke vor, von dem die überlagernden Sedimente grösstenteils abgesichert wurden. Die auf dem adriatischen Kontinentalrand entstandene Sedimentabfolge ist gekennzeichnet durch die Ablagerung von permischen Vulkanoklastika (Ruina-Formation), gefolgt von kontinentalen klastischen Sedimenten (Chazforà-Formation) in Gräben. In der Frühen-Mittleren Trias entstanden die ebenfalls klastischen Sedimente der Fuorn-Formation. Gesteine der Mittleren Trias fehlen häufig, lediglich in der Schafläger-Decke finden sich geringmächtige dolomitische Ablagerungen (Ducan-Formation). In der Späten Trias bildeten sich häufig Evaporite (Raibl-Gruppe), die teilweise als Abscherhorizonte dienten. Darüber lagerte sich die mächtige Abfolge aus flachmarin bis tidal gebildetem Dolomit (Hauptdolomit-Gruppe), der auf einem stabilen Schelf entstanden ist, dessen Subsidenz durch Sedimentation kompensiert wurde. Die Sedimentation schliesst mit tonig-mergeligem Kalk und Sandstein der Allgäu-Formation ab. Im ausgehenden Frühen Jura bildeten sich insbesondere im westlichen Bereich infolge Dehnung des adriatischen Kontinentalrands syndimentäre listrische Abschiebungen, an deren submarinen Steilhängen mächtige Brekzienschüttungen entstanden (EBERLI 1985); wo diese fehlten, erfolgte die Ablagerung der Allgäu-Formation mit gelegentlichen Turbiditen. Die nach dem Riftstadium abgelagerten tiefmarinen Sedimente (Radiolarit, «Calpionellenkalk», Palombini-Formation) bedecken schliesslich den gesamten Ozean-Kontinent-Übergang (vgl. MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997).

Unterostalpin

Die *Grüenhorn-Schuppe* umfasst eine Sedimentabfolge vom Norien bis in den Mittleren Jura. In der Schichtserie fehlen die jurassischen Brekzienablagerungen, auf die Kössen-Formation ist direkt fleckiger Mergel und toniger Kalk der Allgäu-Formation aufgelagert. Die in sich vierfach verschuppte Grüenhorn-Schuppe (WEISSERT 1975) wurde vermutlich über den Evaporiten der Raibl-Gruppe von ihrer Unterlage abgesichert und über die Arosa-Decke überschoben, über der sie als isolierte Klippe aufliegt. In der darüber liegenden *Casanna-Schuppe* findet sich eine

stratigraphische Abfolge von der Späten Trias bis in die Späte Kreide. Die Basis bilden Evaporite und gelber Dolomit der Raibl-Gruppe. Die reduzierte Dolomitabfolge der Hauptdolomit-Gruppe wird direkt von jurassischen Brekzienbildungen überlagert. WEISSERT (1975) fand einige mit Hierlatz-Kalk verfüllte, dezimeter- bis meter-tiefe Taschen im Hauptdolomit, die auf eine markante Emersionsphase zum Ende der Trias (?Beginn Jura) hindeuten. Über der Agnelli-Formation liegen bioturbirte Mergel- und Kalklagen der Allgäu-Formation. Die stratigraphische Abfolge wird von der spätkretazischen Augsten-Brekzie (WEISSERT 1975), die als Komponenten neben den vorgängig genannten Sedimenten auch Quarzphyllit, Quarzsandstein, Radiolarit, Calpionellenkalk und pelagische Kalke enthält, abgeschlossen. Die in sich dreifach verschuppte Casanna-Schuppe wurde in der Rauwacke von den älteren Gesteinen abgeschert, verschuppt und auf die Grünhorn-Schuppe überschoben.

Unterostalpinen Kristallin liegt mächtig aufgeschlossen über dem Totalp-Ophiolithkomplex am Davoser Dorfberg in der *Dorfberg-Decke* vor. Die Decke lässt sich von Langwies im Schanfigg über Wangegg, den Schaflägergrat über den Dorfberg bis nach Klosters verfolgen. Am Kontakt zum Ophiolith ist eine mehrere Dezimeter bis max. 10 m breite Zone mit interessanten tektonischen Gesteinsbildungen, stets von Kalksilikatfels begleitet («Zwischengesteine» nach PETERS 1963, s. S. 58), entstanden.

Auf die Dorfberg-Decke ist das schmale, durch Tektonik teilweise ausgeilen- de Sedimentband der *Schafläger-Decke* überschoben. LEUPOLD (1922) vermutete hier die östliche Fortsetzung der Tschirpen-Decke. Gegen Davos keilt die Schafläger-Decke aus, um an der östlichen Seeseite wiederaufzutauchen, von wo die Decke weiter bis eingangs des Mönchalptals zieht. Die Schafläger-Decke ist in sich stark verschuppt, eine normale stratigraphische Abfolge findet sich in den permischen bis jurassischen Sedimenten kaum. Am Schafläger finden sich neben permischen Vulkanoklastika und frühtriassischen klastischen Sedimenten gelbe brekziöse und graue Dolomite der Mittleren und Späten Trias sowie Karbonate und Radiolarit des Juras. Der Kontakt zur Dorfberg-Decke im Liegenden ist verschuppt. An der Deckenbasis ist das Kristallin tektonisch stark überprägt; es bildeten sich Kataklasite und Kristallinbrekzien.

Am Grüenturm liegt über der Schafläger-Decke ein Band von Silvretta-Kristallin, das gegen Osten bis an die Ostseite des Davosersees verfolgt werden kann. Es ist dies vermutlich die westliche Fortsetzung des Kristallins vom Parpaner Rothorn, weshalb hier der Name *Rothorn-Decke* verwendet wird. Die eigentliche Überschiebungsfläche der Rothorn-Decke auf die Sedimente der Schafläger-Decke ist nirgends sichtbar, sondern stets unter Schutt oder Vegetation verborgen.

In der hangenden *Schiahorn-Decke* («Arosen Dolomiten») sind spätpermische bis spättriassische Sedimente aufgeschlossen. Über kontinentalen Sedimenten folgen carnische Evaporite, Rauwacke und Dolomitbrekzie, gefolgt von der mächtigen spättriassischen Hauptdolomit-Gruppe. Der in einer Tiefbohrung festgestellte abrupte Farbwechsel innerhalb des Hauptdolomits in Kombination mit ebenfalls

abrupt wechselnden Kalzitanteilen deuten auf eine Repetition und mögliche Überschiebungen innerhalb des Dolomits hin. Die Schiahorn-Decke ist an der Chüpfenflue und am Schiahorn mächtig aufgeschlossen und zieht dann unter dem Talboden durch, um eingangs des Flüelalats nochmals in geringer Mächtigkeit aufzutauchen und danach rasch auszudünnen.

Oberostalpin

Die *Silvretta-Decke* (einschliesslich der Gmeinboden-Klippe) repräsentiert die höchste tektonische Einheit im Kartengebiet; ihr Kristallin bildet den Rahmen des Prättigau-Halbfensters (vgl. Taf. I). Die Silvretta-Decke umfasst Gesteine des adriatischen Kontinents und dessen Nordrand. Es handelt sich vorwiegend um kristalline Gesteine des variszischen und permischen Grundgebirges mit einer geringmächtigen permo-mesozoischen Sedimentbedeckung, die teilweise von ihrer kristallinen Unterlage abgeschert wurde. Sie bedeckt rund zwei Drittel des Kartengebiets und besteht, mit Ausnahme eines kleinen Spickels vermutlich autochthoner vulkanischer Sedimente ganz im Südwesten, ausschliesslich aus kristallinen Gesteinen eines enorm grossen Grundgebirgsblocks, der auf die oben genannten tektonischen Einheiten überschoben wurde. Die *Gmeinboden-Klippe*, die aus kristallinen Gesteinen und deren permischer Sedimentbedeckung besteht, ist am Augstenhorn (Pkt. 2523 nördlich der Parsennfurka) und am Gmeinboden aufgeschlossen und der unterostalpinen Casanna-Schuppe aufgelagert. Aufgrund der grossen Ähnlichkeit der kristallinen Gesteine, wird die Gmeinboden-Klippe der Silvretta-Decke zugeordnet. Am Überschiebungskontakt sind die Gesteine der Gmeinboden-Klippe nur wenig beansprucht worden (WEISSERT 1975).

Tektonometamorphe Entwicklung

Die Gesteinsserien im Gebiet des Blatts Davos sind Zeugen einer reichen geologischen Geschichte, die drei sehr unterschiedliche Abschnitte umfasst:

1. Die Kristallingesteine der Silvretta-Decke entstanden aus mehreren *prä-mesozoischen Gebirgsbildungen*.
2. Die penninischen und ostalpinen Decken manifestieren die hauptsächlich *jurassische Dehnungstektonik*, die im Zusammenhang mit der Öffnung der alpinen Tethys steht.
3. Die kretazischen bis paläogenen Sedimentabfolgen der penninischen und ostalpinen Decken dokumentieren zusammen mit den zu beobachtenden Strukturen die *kretazische (eoalpine)* und eine *känozoische Orogenese* der Zentralalpen.

Prä-mesozoische Gebirgsbildungen

Petrogenese des Silvretta-Kristallins

Die folgenden Ausführungen zur Petrogenese beziehen sich auf das Kristallin der Silvretta-Decke, dessen geochemische und mineralchemische Zusammensetzung gut bekannt sind, und von denen neuere Datierungen vorliegen. Aufgrund der grossen petrographischen Ähnlichkeit der übrigen unterostalpinen Kristallineinheiten im Gebiet von Blatt Davos kann für diese eine analoge Entwicklung postuliert werden, wie es die plattentektonischen Rekonstruktionen dieser Fragmente des ursprünglichen Gondwana-Nordrands nahe legen (STAMPFLI et al. 2013).

Die Petrogenese des Silvretta-Kristallins wurde, ausgehend von den Modellen von GRAUERT (1969) und FLISCH (1987), durch MAGGETTI et al. (1990a) und MAGGETTI & FLISCH (1993) weiterentwickelt. Seitdem konnten mit Hilfe vieler geochemischer und mineralchemischer Analysen sowie Datierungen die Evolution des Silvretta-Kristallins wesentlich verfeinert werden. Diese Modelle gehen von einer gemeinsamen metamorphen Entwicklung der Metabasite, Para- und Orthogneise des Silvretta-Kristallins aus, wobei die ältere, eklogitfaziale Phase nur noch in den metabasischen Anteilen in Form von kleinen, resistenten Eklogitkörpern reliktmässig erhalten blieb, während sie in den duktilen Gneisen von der (den?) späteren amphibolitfazialen Phase(n) vollständig überprägt bzw. ausgelöscht wurde. SCHWEINEHAGE (2000) hingegen optiert auf Grund mineralchemischer P-T-Bestimmungen von Metabasiten, Para- und Orthogneisen für ein neues, gänzlich anderes tektonometamorphes Modell. Nach ihm sollen nur die metabasischen Gesteine Maximaldrücken von 2,3–2,9 GPa ausgesetzt worden sein, im Gegensatz zu den Metasedimenten und Metagranitoiden, die maximale Drücke von ca. 1,5 GPa dokumentieren. Letztere erfuhren also keine kontinentale Subduktion in den P-T-Bereich der Eklogitfazies, sondern wurden nur bis in Tiefen von ca. 50–60 km versenkt, was rezenten Gebirgswurzeln entspricht (PFIFFNER et al. 1997). Im Modell von SCHWEINEHAGE (2000) sollen die seltenen Ultrabasite (FUCHS et al. 1986, HÜRZELER 2003) und die Hauptmasse der Metabasite tektonisch ins übrige Silvretta-Kristallin eingeschuppt worden sein, entweder während der ordovizischen Subduktion der proterozoisch-kambrischen Ozeankruste an einem aktiven Kontinentalrand oder während der variszischen Subduktion des Rheischen Ozeans mit anschliessender Kontinent-Kontinent-Kollision von Gondwana und Avalonia/Laurussia (VON RAUMER 1998). Ein Entscheid für eine der beiden Varianten ist noch nicht möglich, da bisher keine Sm-Nd- und U-Pb-Datierungen der schweizerischen Silvretta-Eklogite vorliegen. Dieses neue Modell ist zwar sehr ansprechend, kann aber, wenn überhaupt, nur für kleine Teile der Silvretta-Decke zutreffen, da es nicht mit den Feld- und Mikroskopie-Befunden aus dem schweizerischen Anteil vereinbar ist, wie beispielsweise den Eklogitschollen in den kambrischen Mönchalpgranit-Magmen (MAGGETTI 1986, VON DER CRONE 1989b, POLLER 1994a), der häufig bis im Zenti-

meterbereich vorliegenden Verfälschung von Metabasiten und Paragneisen, der Präsenz phengitischer Metasedimentlagen in den schweizerischen Silvretta-Eklogiten (SCHWEINEHAGE 2000), die durchaus als kleinsträumig erhaltene Relikte einer generellen eklogitfaziellen Überprägung aller Metasedimente interpretiert werden können, und einer zweiten Hochdruckmetamorphose, die beispielsweise im Mönchalp-Augengneis (Granatkoronen um Biotit; MAGGETTI 1986, VON DER CRONE 1989b) erhalten geblieben ist.

Sicher ist, dass die Entstehung des Silvretta-Kristallins komplex und polyphasig ist. Auf Grund seiner langen Entstehung und tektonischen Prägung könnten durchaus zeitlich und geotektonisch unterschiedliche basische Magmen (MOR- und IAT-Basalte) sowie Sedimente (MAGGETTI & FLISCH 1993) auf kleinem Raum vereinigt worden sein. Die Entwicklung passt, ganz allgemein gesehen, gut ins generelle Entwicklungsschema des alpinen Grundgebirges (z.B. GEBAUER 1993, SCHALTEGGER 1993, ZURBRIGGEN et al. 1997, SCHALTEGGER & GEBAUER 1999, STAMPFLI & MOSAR 1999, SCHALTEGGER et al. 2003, STAMPFLI et al. 2013). Die prä-mesozoischen Einheiten der Schweizer Alpen im Aar-Massiv (z.B. SCHALTEGGER et al. 2003), Aiguilles-Rouges-Massiv (z.B. VON RAUMER et al. 2003), in der Gotthard-Decke (z.B. MERCOLLI et al. 1994, OBERLI et al. 1994) und der Strona-Ceneri-Zone (z.B. ZURBRIGGEN 2015) gleichen denjenigen der Silvretta-Decke. Für die ordovizische Orogenese in den Alpen legte ZURBRIGGEN (2015) ein neues Konzept vor, das mit sehr vielen Merkmalen des Silvretta-Kristallins (z.B. mächtige Grauwacken-Protolithen der Paragneise, weitverbreiteter ordovizischer I-Typ-Plutonismus, steilstehende Schlingen) übereinstimmt. Die Evolution des Silvretta-Kristallins ist aber weitaus komplexer, wie dies beispielsweise die prä-ordovizischen magmatischen Aktivitäten (präkambrische Protolithen der Metabasite, kambrische Protolithen der «Älteren Orthogneise») und metamorphen Ereignisse belegen. Eine globale Sicht der Einbettung des Silvretta-Kristallins, d.h. eines Gondwana-Nordrandrelikts, in der erdgeschichtlichen Abfolge bringen VON RAUMER et al. (2002, 2013, S. 101).

Im Folgenden wird versucht, aus den vielen, oft gegensätzlichen Meinungen eine mehr oder weniger kohärente Geschichte des Silvretta-Kristallins zu schreiben, aber ohne Einbettung in die zur Zeit bevorzugten geotektonischen Modelle, da die bisher zum Hochdruckereignis publizierten Eklogit-Zirkon-Altersdaten des Ostalpins (397 ± 8 Ma, Speik-Komplex, FARYAD et al. 2002; 351 ± 22 Ma, Silvretta-Decke, LADENHAUF et al. 2001; 336 ± 4 Ma, Ulten-Zone, THÖNI 2006) nicht mit dem Feldbefund zu vereinbaren sind.

Protolithen des Silvretta-Kristallins

Paragneise

Die Herkunft der Paragneise wird kontrovers diskutiert. So postulieren FRISCH & NEUBAUER (1984), BRÖCKER (1985) und FRISCH et al. (1987) mittels geo-

chemischer Evidenzen und aufgrund der Zirkonmorphologie eine vulkanische bzw. vulkanodetritische Herkunft. Die chemische Zusammensetzung deutet auf rhyodazitische bis dazitische Magmen. Laut BOLLIN (1994) können die Haupttypen der Paragneise, d.h. der Biotitplagioklas- und der Knotengneis, chemisch nicht unterschieden werden. Es handelt sich zweifelsfrei um ehemalige klastische Sedimente, die als ursprüngliche Sandsteine, Grauwacken und Tone anzusprechen sind, mit einer deutlichen Häufung im Bereich der Grauwacken. Indizien für vulkanodetritische Ablagerungen wurden nicht gefunden. Die im Gelände zu beobachtenden Wechsellagerungen können als turbiditische Ablagerungssequenzen gedeutet werden. Da es sich mit grösster Wahrscheinlichkeit um homogenisierte Sedimente handelt, sind die Muttergesteine (granodioritische Plutonite?) und das Ablagerungsmilieu nicht eindeutig zu identifizieren, auch wenn kontinentale, un-tiefe und küstennahe Schelfregionen als ehemalige Sedimentationsräume in Frage kämen. Ob es sich dabei um eine passive oder aktive tektonische Zone handelt, konnte aufgrund der Seltenen-Erden-Verteilungsmuster nicht eruiert werden. Die durchschnittliche chemische Zusammensetzung der Paragneise zeigt keine Hinweise für die Präsenz archaischer Komponenten und entspricht am ehesten dem Mittel der post-archaischen Oberkruste der Erde. Laut BIINO et al. (1995) wurden die Protolithen der Paragneisse im Bereich einer konvergierenden Platte geschützt. Ultramafische und mafische Beiträge sind unwahrscheinlich. Die chemische Signatur der erodierten Kruste passt am besten zu einem Inselbogen mit signifikanten kontinentalen Anteilen.

Eklogite und Amphibolite

Die Protolithen der Eklogite und Amphibolite des Silvretta-Kristallins haben eine tholeiitische MORB-Signatur (FRISCH et al. 1984, MAGGETTI & GALETTI 1984, 1988, BRÖCKER 1985, MAGGETTI et al. 1987, KÖPPEL et al. 1997, SCHWEINEHAGE & MASSONNE 1999, SCHWEINEHAGE 2000). Es handelt sich um ehemalige basaltische Schmelzen, die in seichten Magmenkammern evolvierten und eine tholeiitische Fraktionierung unter niedrigem Druck dokumentieren (MAGGETTI et al. 1987). Die österreichischen Eklogite (Ischgl) werden von SCHWEINEHAGE & MASSONNE (1999) und SCHWEINEHAGE (2000) als gabbroide Kumulate gedeutet. Die geotektonische Stellung der schweizerischen Metabasite ist nicht ganz klar: Einige Analysen passen zu einem konvergierenden (Subduktionszone), die meisten aber zu einem divergierenden Plattenrand. Die im Gelände sichtbare enge Beziehung zwischen Paragesteinen und Amphiboliten deutet auf eine gleichzeitige Entstehung beider hin. Eine derart innige Assoziation detritischer Sedimente mit MORB-Basalten kann am besten mit einem geotektonischen Modell in Form einer verstärkten ozeanischen Prägung eines Kontinents vereinbart werden – unter der Voraussetzung, dass die aktuellen Plattenprozesse auch vor mehr als einer Milliarde Jahren in vergleichbarer Form abliefen.

«Ältere Orthogneise»

Metamorphe Ultramafitite (Metaharzburgit und -dunit) aus dem österreichischen Anteil des Silvretta-Kristallins wurden von MELCHER et al. (2002) untersucht. Der Metaharzburgit wird als restitierter subozeanischer Mantelanteil nach einer kambrischen, ca. 12%igen partiellen Aufschmelzung, gedeutet. Dies trifft aber nicht für den mit dem Metagabbro der Dorfberg-Decke vergesellschafteten Hornblendefels zu, der auf Grund seiner nahtlosen Übergänge zum Metagabbro als magmatisches Kumulat zu deuten ist. STRECKEISEN (1948) interpretiert diese Gesteine als metamorphe Pyroxenite.

Geochemisch gehören die basischen bis intermediären «Älteren Orthogneise» zu den I-Typ-Plutoniten (FLISCH 1987, MAGGETTI et al. 1990a), passend zum hohen Anteil an Mantelblei (KÖPPEL et al. 1997). Die Gabbros passen teils zu einem divergierenden, teils hingegen, zusammen mit der Mehrheit der 63 Analysen intermediärer bis saurer Orthogneise, zu einem konvergierenden Plattenrand (MAGGETTI et al. 1990b, POLLER 1997). Laut GIGER (1985) ist die NORM von vier chemischen Gabbro-Analysen der Dorfberg-Decke ähnlich der primär magmatischen Paragenese Plagioklas+Hypersthen+Diopsid+Ilmenit+Biotit+Apatit+Olivin oder Quarz des Gabbronorits des Val Sarsura (THIERRIN 1983). Wegen der intensiven retrograden amphibolitfaziellen Überprägung überlebten von diesen primär magmatischen Phasen nur noch Relikte basischer Plagioklase neben Apatit, Ilmenit und Biotit. Eine amphibolitfazielle Metamorphose erzeugte aus magmatischem Pyroxen und Olivin Ca-Amphibol, Cummingtonit und Biotit (GIGER 1985).

VON BERLEPSCH-VALENDAS (1992) und BERLEPSCH (1996) interpretieren die hellen Lagen im Amphibolit als aplitischen Ozeangranit. Granat führender Metadiorit soll laut MÜLLER et al. (1996) auch zu diesem Granittyp gehören und durch fraktionierte Kristallisation aus basischen Schmelzen entstanden sein. Nach MAGGETTI et al. (1990a) entstammen die basischen Magmen einem abgereicherten Mantel, während die intermediären Magmen durch partielle Anatexis granathaltiger Metabasite entstanden. Es stellt sich die Frage, ob die gabbroiden und intermediären bis sauren Schmelzen überhaupt gleichaltrig sind und in welcher genetischen Beziehung sie zueinander stehen. Wie GRAUERT (1969) dokumentieren konnte, intrudierten die quarzdioritischen Magmen in ein schon verfaltetes, anatektisch mobilisiertes Grundgebirge und bildeten feinkörnige Abschreckzonen. Die Koexistenz gabbroider und granitischer Schmelzen im Sinne eines «Magma-Minglings» wurde durch VON DER CRONE (1989a) aufgrund seiner Geländebeobachtungen und mikroskopischen Analysen (z. B. Pyroxencoronas um Quarz-Augen in den Gabbros) postuliert. POLLER (1997) schliesst sich dieser Interpretation an, während POLLER et al. (1997a) eine Assimilation von basischen Schollen annehmen. Bei diesen sauren Magmen handelt es sich um die Protolithen der Mönchalp-Augengneise, die chemisch als S-Typ-Granitoide und geotektonisch als Inselbogen-Granite (VAG) zu klassieren sind (POLLER 1994a, b, KÖPPEL et al. 1997, POLLER et al. 1997b, WOKOEK 1999). Laut MAGGETTI & FLISCH (1993)

gehören aber einige davon zum I-Typ, wobei die Überlappung mit anderen geotektonischen Feldern durch magmatische Fraktionierungsprozesse erklärt wird. Die vielen, oft kantigen exogenen Einschlüsse der Mönchalp-Augengneise lassen auf eine Protolith-Intrusion in ein niedriges krustales Stockwerk schliessen – spektakuläre primäre, diskordante Intrusionskontakte der Mönchalpmagmen sind südöstlich ausserhalb des Kartenblatts im Val Barlasch (VON DER CRONE 1989a, b) und im Val Pülschezza (KAESER 2002) zu sehen –, während das Vorkommen rundlicher basischer Schollen («Magma-Mingling») mit der Bildung der Mönchalp-Magmen durch krustale Anatexis im Rahmen eines «Underplatings» basischer Magmen im unteren Krustenbereich vereinbart werden kann. Intraplatten-Granite wurden von MÜLLER et al. (1995) nachgewiesen.

«Jüngere Orthogneise»

Die Protolithen gehören nomenklatorisch zu den Syeno- bis Monzograniten und Granodioriten. Bei allen handelt es sich um S-Typ-Granitoide (FLISCH 1987, MAGGETTI & FLISCH 1993, LIEBETRAU & NÄGLER 1994, LIEBETRAU 1996, KÖPPEL et al. 1997). Als tektonisches Umfeld ist ein konvergierender Plattenrand anzunehmen (volcanic arc granite, syn-collision granite). Dies widerspiegelt ererbte Charakteristiken, synmagmatische Fraktionierungen, Nebengesteinsassimilierungen und Magmenmischungen. Die straffe Paralleltexur dieser Gesteine wurde von BIINO (1995) nicht auf eine spätere metamorphe Überprägung zurückgeführt, sondern mit einer syntektonischen Platznahme erklärt. Laut MAGGETTI & FLISCH (1993) könnten diese Augengneise sogar subaerische ignimbritische Metavulkanite darstellen.

Tektonometamorphe Entwicklung des Silvretta-Kristallins

Der Superkontinent Gondwana entstand um 520–510 Ma durch Amalgamierung von Terranen unterschiedlichster Grössen, zu denen auch das heutige Silvretta-Kristallin gehörte. Im Späten Kambrium (Guzhangien), vor ca. 500 Ma, lag es im Norden Gondwanas (STAMPFLI et al. 2013). Angaben über die prä-Gondwana-Ereignisse lassen sich aus den Zirkonen und Mineralrelikten präkambrischer Metamorphose(n) erschliessen.

Proterozoische Relikte

Die ältesten Zirkone der Paragneise der Silvretta-Decke ergaben ein proterozoisches Alter von 1,8–1,6 Ga (PASTEELS 1964, GRAUERT & ARNOLD 1968, GRAUERT 1969). GRAUERT (1969) vermutet ein kambrisches (510 ± 50 Ma), BOLLIN (1994) hingegen ein proterozoisches (max. 1,5 Ga) Sedimentationsalter. Ähnliche proterozoische Kristallisationsalter der ältesten, reliktschen Zirkone im Mönchalp-Augengneis wurden von POLLER (1994a, 1997) und POLLER et al. (1997a) mit 2,93 Ga, von WOKOEK

(1999) mit ca. 2,0 Ga, und für die «Jüngeren Orthogneise» zwischen 2,3 und 1,5 Ga (LIEBETRAU 1996) sowie ca. 2,5 Ga (Urezzas-Augengneis, WOKOEK 1999) gefunden. Einzelzircondatierungen eines Kesch-Augengneises ergaben 1250 ± 213 Ma für die ererbten Kerne (POLLER et al. 1997a). Sm-Nd-Modellalter der Glimmerschiefer und der Paragneise von 1,9 Ga bzw. 1,7 Ga entsprechen nicht den ursprünglichen Sedimentationsaltern, sondern unterschiedlich alten Muttergesteinen (BIINO et al. 1995). Die Sm-Nd-Modellalter von 1,7 Ga des Mönchalp-Augengneises aus dem Mönchalptal fügen sich gut in dieses Bild ein und deuten auf eine homogene Mischung verschiedener krustaler Altbestandteile (POLLER 1994a, b, POLLER et al. 1997b). Vergleichbare Sm-Nd-Modellalter von 1,7 Ga liegen für die Augengneise des Typs Kesch und Radönt, von 1,5–1,2 Ga für den Urezzas-Augengneis und von 1,7–1,2 Ga für paragneise Fremdgesteinsschollen vor (LIEBETRAU 1996, LIEBETRAU & NÄGLER 1994). Solche Modellalter sind nur beschränkt als geologische Indizien zu deuten, da sie die mittlere krustale Verweildauer reflektieren (SCHALTEGGER & GEBAUER 1999).

Präkambriische Metamorphose(n)

Indizien einer polyphasigen präkambrischen Metamorphose (Amphibolit- bis Eklogitfazies) finden sich (für Literaturhinweise siehe MAGGETTI & FLISCH 1993):

1. Im Gelände als eckige bis gerundete Schollen (Amphibolite, retrograde Eklogite, Kalksilikatfelse, Paragneise, Fleckenschiefer) in den spätproterozoischen bis kambrischen «Älteren Orthogneisen».
2. Unter dem Mikroskop als amphibolitfazielle Mineraleinschlüsse in eklogitfaziellen Mineralparagenesen der Eklogite.

Da geschieferte und verfaltete Schollen auch in massigen Orthogneisvarietäten zu finden sind, muss es sich um eine Regional- und keine Kontaktmetamorphose handeln. Die prograde metamorphe Entwicklung der Fleckenschiefer erfolgte nach VON DER CRONE (1989a, b) in zwei Stufen. In der ersten syndeformativen Phase (0,4–0,5 GPa/560–620°C) entstanden Andalusit- und Staurolith-Porphyroblasten, in der zweiten (0,85–1,05 GPa/750–800°C, KAESER 2002) zerfielen beide Grosskristallarten zu einem feinkörnigen Gemisch von Biotit+Granat. Eine zweiphasige prograde Evolution ist auch in den Eklogiten dokumentiert (MAGGETTI & GALETTI 1988): (1) Amphibolitfazielle Mineralrelikte, (2) Hochdruckphase bei 2,5–2,7 GPa und max. 400–500°C (an Eklogiten aus dem Val Puntota, SCHWEINEHAGE & MASSONNE 1999, SCHWEINEHAGE 2000). Die P-T-Bedingungen der österreichischen Ischgl-Eklogite unterteilen sie in ein frühes Stadium (2,7 GPa/450–500°C), gefolgt von einer isobaren Erwärmung bis zum Endstadium (2,7 GPa/max. 620–670°C). Der für beide Eklogitvorkommen berechnete geothermische Gradient von 5–7°C/km passt gut zu einer Subduktion, wobei die niedrigere Maximaltemperatur der schweizerischen Eklogite mit einer schnelleren Exhumierung erklärt werden kann. Weitere Möglichkeiten werden von SCHWEINEHAGE (2000) diskutiert.

Spätproterozoischer bis kambrischer Magmatismus

Laut STAMPFLI et al. (2013) muss der Norden Gondwanas seit mindestens dem Frühen Ordovizium ein aktiver Plattenrand gewesen sein, mit krustalen Extensions- und Rifting-Phasen sowie ausgedehnten magmatischen Pulsen. Mit diesem geodynamischen Szenario können im Silvretta-Kristallin der spätproterozoische und kambrische Magmatismus, das spätkambrisch-ordovizische Hochdruckereignis (Subduktion) sowie die ordovizische Metamorphose und der ordovizische Magmatismus verknüpft werden.

Primär-magmatische Zirkone aus einem Metadiorit ergaben ein präkambrisches Kristallisationsalter von 609 ± 3 Ma (SCHALTEGGER et al. 1997). U-Pb-Zirkonalter und Pb-Pb-Evaporationsalter eines Intraplatten-Alkaligranits (526 Ma und 519 Ma, MÜLLER et al. 1995), Pb-Pb-Evaporationsalter zweier intermediärer Gneise (533 Ma und 568 Ma, MÜLLER et al. 1995), U-Pb-Zirkondatierungen eines Metadiorits (532 ± 30 Ma, MÜLLER et al. 1996) und die Zirkonalter von 524 ± 5 Ma, 523 ± 3 Ma und 522 ± 6 Ma für zwei Metagabbros (Val Sarsura) und einen Metatonalit (SCHALTEGGER et al. 1997) sprechen aber für eine mehrheitlich kambrische Intrusion der Protolithe der Älteren Orthogneise. Für den Alkaligranit sind Zirkon-Kristallisationstemperaturen von mindestens $850 \pm 50^\circ\text{C}$ anzunehmen, und eine subvulkanische bis vulkanische Genese kann nicht ausgeschlossen werden (MÜLLER 1989).

Zirkone eines Metadiorits (Schwarzhorn-Amphibolit) aus dem Unterostalpin, der mit dem Metagabbro der Dorfberg-Decke parallelisiert wird, ergaben kambrische Protolithalter von $529+9/-8$ Ma (NILIUS et al. 2016). Die geochemische Signatur weist auf eine Supra-Subduktionsförderung der protolithischen Magmen in einem Inselbogen hin. Kerne von Zirkonen aus Eklogiten der Silvretta von leider nicht spezifizierten Lokalitäten ergaben magmatische Kristallisationsalter von 507 ± 11 Ma (LADENHAUF et al. 2001).

FLISCH (1987) schloss auf Grund von Rb-Sr-Datierungen des so genannten Rotbüel-Granits, einer Variante des Mönchalp-Augengneises, auf eine präkambrische Entstehung dieser anatektischen Magmen (650–600 Ma). POLLER (1994a) erhielt für ihre U-Pb-Zirkonanalysen aus dem Mönchalp-Augengneis zwei Alter von 510 Ma und 465 Ma, die sie der kambrischen Anatexis und der ordovizischen Überprägung zuschrieb. Einzelzirkonanalysen eines Mönchalp-Augengneises, unterstützt durch vorgängige Kathodolumineszenz-Untersuchungen, fixierten die Anatexis/Intrusion/Kristallisation dieses Gneises auf $527,5 \pm 4$ Ma und erbrachten ein vergleichbares Kristallisationsalter von 537 ± 4 Ma für die Zirkone aus dem mit dem Mönchalp-Augengneis vergesellschafteten Quarz führenden Metagabbro des Val Barlasch (POLLER 1997, POLLER et al. 1997a). Für vier magmatisch zonierte Zirkone aus dem Tschuggen-Augengneis ergab dieselbe Methode zwei Kristallisationsalter von ca. 540 Ma und ca. 430 Ma, die von POLLER et al. (1997a) als Zeitpunkt der Aufschmelzung bzw. als unklar definierter «last major overprint» gedeutet wurden. LIEBETRAU (1996) fand hingegen in seiner

Zirkonpopulation des Tschuggen-Augengneises keine Hinweise auf eine kambrische Kristallisation – die unteren Einstichpunkte liegen bei 470 Ma und $418 \pm 24\text{ Ma}$. Weitere Datierungen müssen weisen, ob der Tschuggen-Augengneis zur den «Älteren» oder – wie bisher und weiterhin angenommen – zu den «Jüngeren Orthogneise» gehören.

Spätkambrisches bis ordovizisches Hochdruckereignis

Mikroskopische Beobachtungen (Vorkommen von koronitischem Gabbro, Rutil- und Zoisitrelikte im Metadiorit und Metatonalit, Granatkoronen um Biotit im Mönchalp-Augengneis; SPAENHAUER 1932, THIERRIN 1982, 1983, MAGGETTI 1986, VON DER CRONE 1989a, MAGGETTI & FLISCH 1993, BENCIOLINI 1994, SCHMOCKER 1998, KAESER 2002) weisen auf ein zweites Hochdruckereignis, das nach der Intrusion der Protolithen der «Älteren Orthogneise» und vor der Intrusion der Protolithen der «Jüngeren Orthogneise» stattgefunden und die Gesamtheit der damals vorhandenen Silvretta-Gesteine erfasst haben muss. Einzelzirkonalter von $510,3 \pm 3,0\text{ Ma}$ im Mönchalp-Augengneis und in quarzführendem Metagabbro könnten mit diesem Ereignis ebenso in Verbindung gebracht werden (POLLER 1997, POLLER et al. 1997a) wie das «beinahe konkordante» Zirkonalter von 510 Ma eines Mönchalp-Augengneises (TypI) vom österreichischen Radsattel (WOKOEK 1999).

Für die eklogitfazielle Überprägung der Peridotite bei Galtür (Österreich) wurden eine Temperatur von ca. 1000°C und ein Druck von $1,0\text{--}1,2\text{ GPa}$ (FUCHS et al. 1986), für die eklogitfazielle (kambrische) Überprägung des Gabbros der Val Sarsura solche von $550\text{--}650^\circ\text{C}$ und $1,5\text{ GPa}$ postuliert (BENCIOLINI 1994). Da die ordovizische Metamorphose der europäischen Varisziden mit einer Hochdruckphase beginnt – eklogitfazielle Zirkone der Gotthard-Decke und des Aar-Massivs wurden mit 468 Ma (Zirkon-U-Pb) datiert (GEBAUER et al. 1988, SCHALTEGGER et al. 2003), – könnte diese zweite Hochdruckphase des Silvretta-Kristallins durchaus dem Beginn des ordovizischen Zyklus entsprechen.

Ordovizische Metamorphose und Magmatismus

Die ordovizische amphibolitfazielle metamorphe Überprägung des Mönchalp-Augengneises wurde von POLLER (1997) und POLLER et al. (1997a) auf $460,9 \pm 3,2\text{ Ma}$ und von WOKOEK (1999) auf $489 \pm 14\text{ Ma}$ (TypI) bzw. $462 \pm 20\text{ Ma}$ (TypIII) datiert (Frühes–Mittleres Ordovizium). FREI et al. (1995) ermittelten für einen Granateinschluss in einem variszischen Staurolith ein silurisches Pb-Pb-Alter von $425 \pm 110\text{ Ma}$. Eine genaue tektonometamorphe Abgrenzung der ordovizischen von der nachfolgenden spätkarbonischen (variszischen) Metamorphose ist bisher gescheitert, da Letztere sich extrem stark auswirkte. Im Ordovizium wurden in einem tieferen krustalen Niveau anatektische Schmelzen erzeugt, die als Protolithen der «Jüngeren Orthogneise» in höhergelegene Krustenbereiche intrudierten oder sogar darüber effundierten.

FLISCH (1987) konnte nachweisen, dass alle von ihm untersuchten Typen der «Jüngeren Orthogneise» (Flüela- und Radönt-Augengneis, Günstizia-Gneis) auf einer Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochrone von 451 ± 2 Ma (Spätes Ordovizium) liegen; ein wichtiger Hinweis darauf, dass sie einem gemeinsamen Magma entstammen und eine gemeinsame Evolution durchliefen. Fünf Proben des Günstizia-Gneises ergaben ein Isochronenalter von 450 ± 5 Ma, was ein jüngeres Alter im Sinne von GRAUERT (1969) widerlegt. Laut Feldbefund sind diese Differentiationsprodukte aber jünger als die Augengneise. Diese Diskrepanz findet eine problemlose Erklärung, falls der Altersunterschied der einzelnen Intrusionsschübe so gering war, dass er mit der Rb-Sr-Methode nicht aufgelöst werden kann bzw. nach den Intrusionen eine grossräumige Sr-Homogenisierung stattgefunden hat. Nach den morphologischen Studien von MÜLLER (1989) sind die Zirkone des Flüela- und des Frauenkirch-Augengneises nicht mehr ursprünglich magmatisch, sondern metamorph rekristallisiert, um vergleichbar mittlere Kristallisationstemperaturen von 650°C . Das Kristallisationsalter der «Jüngeren Orthogneise» datierte LIEBETRAU (1996) mittels Multi-grain-Zirkonanalysen (untere Einstichpunkte) auf 431 ± 16 Ma für den Urezzas-Augengneis und auf 429 ± 4 Ma für den Kesch-Augengneis. Einzelanalysen dreier magmatisch zonierter Zirkone des Kesch-Augengneises passen mit 426 ± 3 Ma ausgezeichnet zu diesem ordovizischen Kristallisationsalter (POLLER et al. 1997a). Für einen Urezzas-Augengneis fand WOKOEK (1999) hingegen ein oberes Einstichalter von 470 ± 10 Ma, das sie als Kristallisationsalter interpretiert. U-Pb-Einzelkristalldatierungen von acht Zirkonen aus drei feinkörnigen Metagabbros des Val Barlasch erbrachten ein ähnliches ordovizisches Kristallisationsalter von 467 ± 14 Ma (POLLER 1997). Vergleichbare Intrusionsalter von 473 ± 5 Ma wurden für Zirkone pegmatitischer Metagabbros der Val Sarsura gefunden (SCHALTEGGER et al. 1997).

Spätkarbonische (variszische) Metamorphose

Ab der Wende Silur/Devon löste sich im Rahmen der Bildung der Paläothets die Silvretta-Decke mit dem übrigen Ostalpin vom Nordrand des Gondwana-Superkontinents, driftete als Teilblock des Galatian-Superterranes nach Norden und kollidierte mit dem Südrand von Laurasia (STAMPFLI et al. 2013). Im Späten Karbon kollidierte dann Gondwana mit Laurussia. Die Paläothets verschwand, und es entstand der Superkontinent Pangäa, der von ca. 300 Ma (Ende des Karbons) bis ca. 200 Ma (Ende der Trias) existierte. Exakte Druck- und Temperaturbestimmungen der mit der Kollision verbundenen spätkarbonischen (variszischen) Metamorphose des Silvretta-Kristallins sind schwierig, da die meisten Minerale dieser Phase später sekundär überprägt wurden.

Laut FRAPOLLI (1975) hat die variszische Metamorphose einen plurifaziellen Charakter, der in drei Phasen gegliedert werden kann. (1) Die Koexistenz von Disthen+Granat+Staurolith in Metapeliten und Epidot (Klinozoisit) + Plagioklas (An 27–40) in Metabasiten ist vereinbar mit der Almandin-Amphibolit-Fazies vom Barrow-Typ (relativ hoher Druck bei mittleren Temperaturen). (2) Die Kristallisation von Andalusit und die Plagioklas-Metablastese in Metapeliten so-

wie die Plagioklas-Metablastese in Metabasiten zeigen einen Druckabfall bei gleichbleibenden, leicht höheren Temperaturen an. (3) In Metapeliten kristallisiert fibrolithischer Sillimanit, während Disthen und Staurolith partiell durch Hellglimmer ersetzt werden. Die P-T-Bedingungen erreichten 0,5–0,67 GPa und 570–630°C.

FLISCH (1987) erstellte als Erster ein kohärentes Modell dieser tektonometamorphen Überprägung, gliedert in vier Phasen:

1. Variszische Hauptdeformation D2 mit Hauptschieferung S2. Eine Rb-Sr-Kleinbereichsisochrone datiert dieses Event auf 370 ± 17 Ma (Spätes Devon). Die metamorphen Bedingungen syn- bis post-D2 erreichten 0,55–0,55 GPa und max. 600–680°C.
2. Schnelle Exhumierung des Silvretta-Kristallins. Ersatz von Staurolith durch Sillimanit/Andalusit+Biotit, von Disthen durch Andalusit und von Biotit durch fibrolithischen Sillimanit. Bildung der Quarz-Andalusit-Knauer. Diese Prozesse liefen bei 0,2–0,3 GPa und 550–600°C ab.
3. In einer zweiten variszischen Deformationsphase D3 entstanden bei einem Druck von 0,4 GPa und einer Temperatur von 450–550°C die markanten kilometerlangen Schlingen mit parasitären Falten im Meter- bis Zentimeterbereich und nur kleinräumig ausgeprägter Schieferung S3. FLISCH (1987) datiert diese Deformation auf 340–310 Ma (Karbon).
4. Die dritte, spätvariszische Deformation D4 lässt sich z.B. an Scherzonen erkennen, mit einer Mindesttemperatur von 275 ± 50 °C.

Auch die mikroskopischen und mineralchemischen Untersuchungen der Paragneise (HOERNES 1971, BOLLIN 1994) belegen eine komplexe Polyphasigkeit der variszischen Hauptdeformation D2. So bildeten sich in der ersten Hauptdeformationsphase Phase D2a prograd zuerst Granat, Disthen und Turmalin bei ca. 0,65 GPa und 460°C und, abgelöst von weiteren Granatgenerationen sowie Staurolith bei max. 0,6–0,7 GPa und 570–600°C. In der zweiten Phase D2b stieg der Druck auf 0,7–0,75 GPa und die Temperatur sank auf ca. 500–540°C. In der dritten Phase D2c kristallisierte Sillimanit bei 0,4–0,55 GPa und max. 600–650°C, und in der vierten Phase D2d Andalusit (min. 0,25 GPa, 510–530°C). In der zweiten variszischen Hauptdeformationsphase D3 wurden Bedingungen der oberen Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies erreicht (0,45–0,4 GPa, ca. 470–480°C). Gemäss BENICOLINI (1994) wurde der eklogitfazielle Gabbro der Val Sarsura während der variszischen Metamorphose aber nur unter grünschieferfaziellen Bedingungen (0,5–0,1 GPa, 475 ± 50 °C) überprägt.

Deutlich jüngere, spätkarbonische Alter für die Hauptphase der variszischen Metamorphose ergaben Staurolith-Analysen aus einem Metapelit (FREI et al. 1995): 308 ± 28 Ma (Pb-Pb-Isochrone) und 306 ± 8 Ma bzw. 304 ± 6 Ma (U-Pb). Diese passen gut zum Zirkon-U-Pb-Rekristallisationsalter von 301 ± 3 Ma aus einem

Eklogit (LIEBETRAU et al. 1996). Die prograde und retrograde metamorphe Entwicklung des Silvretta-Kristallins erfolgt in den Modellen von FLISCH (1987) und FREI et al. (1995) gegen den Uhrzeigersinn, wobei Letztere auf Grund von Hellglimmeraltern eine schnelle retrograde Hebung (jünger als ca. 20 Ma) annehmen. Gemäss diesen Autoren wurde die P-T-Entwicklung durch eine Überlagerung heisser Gesteinseinheiten auf eine kältere Silvrettamasse, also tektonisch, verursacht.

SCHWEINEHAGE & MASSONNE (1999) und SCHWEINEHAGE (2000) erhielten 0,9–1,2 GPa und 650–700°C für die Equilibrierung der Granatamphibolite, 0,5–0,8 GPa und 600–700°C (mittlere Amphibolitfazies) für die Plagioklasamphibolite sowie ca. 0,5 GPa und 450–550°C (obere Grünschiefer- bis Epidot-Amphibolitfazies) für Epidotamphibolite, die sie als P-T-Stadien eines einzigen Druckentlastungs- und Abkühlungspfad deuteten. Ihr P-T-Trend widerspiegelt eine im Uhrzeigersinn verlaufende Entwicklung mit initialer Subduktion und direkt anschliessender retrograder amphibolitfazieller Metamorphose durch isotherme Druckentlastung. Der gegen den Uhrzeigersinn verlaufende variszische P-T-Pfad von FREI et al. (1995) wird als letzte Phase der «Oszillation um den invarianten Punkt des Alumosilikatsystems» gedeutet.

Die Gesteinssysteme waren während der ersten variszischen Deformationsphase D2 nicht mehr geschlossen, wie es die Rb-Sr-Alter zweier Proben aus stark geflasertem (S2) Radönt-Augengneis (370 Ma), dreier Proben aus Güstizia-Gneis (Isochrone von 363 ± 10 Ma) und dreier Proben aus Frauenkirch-Augengneis (366 ± 13 Ma) aus dem Steinbruch Frauenkirch belegen.

Spätorogener Magmatismus und Metamorphose (Karbon–Perm)

Als Folge des permischen Rifting bildeten sich im Superkontinent Pangäa europaweit extensionale Horste und Gräben, verbunden mit Intrusionen basischer bis saurer Magmen (ZIEGLER & STAMPFLI 2001).

Saure Gänge (Turmalingranit und -pegmatit) der Dorfberg-Decke: Auf Grund experimenteller Granat-Daten von GREEN (1977) vermutet GIGER (1985), dass die mit den Turmalinpegmatiten vergesellschafteten Ganggranite bei maximalen Drucken von 0,3–0,4 GPa kristallisierten. Sie drangen nach der spätkarbonischen Hauptgefügeprägung der Nebengesteine diskordant in diese ein und bewirkten im Nebengestein eine Turmalin-Metasomatose. Nach der Intrusion und Kristallisation wurden die Gänge «warm» deformiert und metamorphosiert, und zwar bei deutlich höheren Bedingungen als denjenigen der alpinen Überprägung (GIGER 1985, S. 250f.). Parallelen finden sich im südlichen Ostalpin, wo permische Pegmatite (270–250 Ma) mit einer permischen hoch temperierten Metamorphose (mit niedrigem Druck) gekoppelt werden können (HABLER & THÖNI 2001, SCHUSTER et al. 2001, MAIR et al. 2007, SIEGESMUND et al. 2007, SCHULZ et al. 2008).

Basische Gänge (Diabas) der Silvretta-Decke: Laut Feldbefund sind die Gänge nach der variszischen Gebirgsbildung intrudiert (STRECKEISEN 1928, BEARTH

1932a), wurden aber gebietsweise von der grünschieferfaziellen alpinen Metamorphose überprägt, woraus sich ein Intrusionsalter zwischen ca. 270 Ma (Perm) und 70 Ma (Kreide, eoalpin) ergibt (BEARTH 1932a, FLISCH 1981). Sie fehlen in der sedimentären Hülle der Silvretta-Decke (Ducan- und Landwassermulde), wonach ein permisches Intrusionsalter abgeleitet werden kann (BEARTH 1932a, STRECKEISEN 1986). K-Ar-Altersbestimmungen zweier sekundär stark umgewandelter Gänge durch FLISCH (1981) ergaben diskordante Ergebnisse (174–106 Ma bzw. 86–68 Ma). Auch die Datierung mit Hilfe von Rb-Sr-Isotopenanalysen war wegen den deutlichen post-magmatischen Interaktionen mit den umgebenden Gesteinen nicht möglich (HELLERMANN FURRER 1992a, b).

Mit 235 Analysen von 140 Gängen ist dieser Gesteinstyp im schweizerischen Anteil der Silvretta-Decke geochemisch umfassend charakterisiert worden (HELLERMANN 1990, HELLERMANN FURRER 1992a, b). Es handelte sich um kontinentale Schmelzen: Nur wenige sind als tholeiitische Basalte zu klassieren, die meisten entsprechen hoch differenzierten andesitischen Schmelzen. Diese entstanden durch fraktionierte Kristallisation von Olivin, Klinopyroxen und Plagioklas aus einer Mantelschmelze. Eine Kontamination dieser Schmelze durch Assimilation krustaler Elemente wird durch Analysen der Seltenen Erden und der Sm-Nd-Isotope belegt. Die Salbänder und die amygdoidalen Gefüge sprechen für ein seichtes Intrusionsniveau der Gänge (6–15 km Tiefe, HELLERMANN FURRER 1992a, b).

Effusiva der Ruina-Formation: FURRER et al. (1985) verglichen diese Gesteine mit Analoga des italienischen Südalpins und vermuten ein Förderungsalter im Perm (290–250 Ma). U-Pb-Alter detritischer Zirkone aus der mitteltriassischen Fuorn-Formation, die von solchen aufgearbeiteten Vulkaniten stammen, ergaben spätkarbonische bis permische Alter zwischen 310 Ma und 260 Ma, mit einer Häufung bei ca. 292 Ma (BELTRÁN-TRIVIÑO et al. 2013).

Metamorphose: BENCIOLINI (1994) ordnet die dritte Deformations- und Rekristallisationsphase des Gabbros des Val Sarsura einem amphibolitfaziellen permischen Ereignis zu, das dieselben P-T-Bedingungen wie die umgebenden Paragesteine erreicht hätte.

Jurassische Dehnungstektonik und Öffnung der alpinen Tethys

Das Zerbrechen des Superkontinents Pangäa, der nach der variszischen Orogenese gegen Ende des Paläozoikums existierte, setzte im Perm und in der Trias ein, angedeutet durch Riftstrukturen und mantelgeprägtem Magmatismus (BELTRÁN-TRIVIÑO et al. 2016). Die hauptsächliche Dehnung, die zur Bildung der alpinen Tethys bzw. des Piemont-Liguria-Ozeans führte, setzte verstärkt im Jura ein (vgl. PFIFFNER 2015 und dort zitierte Arbeiten). Der ostalpine Bereich bildete den südlichen passiven Kontinentalrand zu diesem Meeresbecken. Der Piemont-Liguria-Ozean selbst war geprägt von Transformstörungen, an denen, wie WEISSERT & BERNOULLI (1985) zeigen konnten, kontinentale Kruste direkt neben

ozeanischer Kruste zu liegen kam. Dies zeigt sich am Geröllspektrum frühjurassischer Brekzien, die Komponenten sowohl kontinentaler als auch ozeanischer Kruste enthalten. Der adriatische Kontinentalrand – heute vertreten in den ost-alpinen Decken – wurde mit der Öffnung des Piemont-Liguria-Ozeans gestreckt und ausgedünnt. Die Streckung passierte an listrischen Abschiebungen bei denen die Prä-Rift-Sedimente im Hangenden in Schollen zergliedert und rotiert wurden. Beispiele solcher Schollen oder Extensional Allochthons sind z. B. die Weissfluh- und Gotschnawang-Scholle. EBERLI (1988) konnte zeigen, dass die listrischen Abschiebungen im östlichen, proximalen Teil des Kontinentalrands, nach Osten (Richtung Kontinent) einfielen und frühjurassischen Alters sind, während jene im westlichen, distalen Teil nach Westen (Richtung Ozean) einfielen und im Mittleren Jura angelegt wurden. Die jurassischen Sedimentfüllungen der Halbgräben deuten darauf hin, dass die Öffnung des Ozeans und die damit assoziierte Dehnung des Kontinentalrands nicht kontinuierlich, sondern episodisch stattfand (EBERLI 1988).

MANATSCHAL et al. (2003) und MOHN et al. (2010) zeigten auf, dass eine flach nach Südwesten einfallende Abschiebung dafür verantwortlich war, dass der Erdmantel unter den Sedimenten des adriatischen Kontinentalrands herausgezogen und aufgewölbt wurde. Somit geriet der Peridotit in direkten Kontakt mit Ozeanwasser, wobei er zu Serpentinhydratisiert wurde. Als Beispiel für diesen Prozess dient der Serpentin des Totalp-Ophiolitkomplexes. Im aufgewölbten Mantel stiegen lokale basaltische Mantelschmelzen auf, die als Gabbro und Basalt auskristallisierten und die heute als Linsen im Totalp-Ophiolitkomplex vorliegen. Nach MANATSCHAL et al. (2003) existierte im Piemont-Liguria-Ozean kein eigentlicher mittelozeanischer Rücken. Die magmatische Aktivität beschränkte sich auf kleinräumliche isolierte Bereiche. Wichtig ist, dass die Gabbrokörper nach ihrer Intrusion durch die andauernde Extensionstektonik wiederum zergliedert wurden. Die Überlagerung der mitteljurassischen Basalte durch Tiefseesedimente deutet auf eine rasche tektonische Subsidenz im Späten Jura. Die magmatische Aktivität setzte sich in einzeln kurzen Episoden im Späten Jura und sogar in der Frühen Kreide fort (PETERS & DIETRICH 2008).

In die Kreidezeit fällt die Öffnung des Wallis-Trogs (STEINMANN 1994). In lokalen Pull-apart-Becken wurden Mantelschmelzen gefördert, die heute als Kissenbasalte in den penninischen Decken (Grava- und Tomül-Decke) ausserhalb des Kartengebiets vorliegen. Die sedimentäre Füllung des Wallis-Trogs umfasst die hauptsächlich kretazische Abfolge der «Bündnerschiefer» (im Prättigau die Klus-, Valzeina-, Sassauna-, Pfävisgrat-, Fadura-, Gyrenspitz- und Eggberg-Formation) und den darüber folgenden spätkretazisch-paläogenen Prättigau-Flysch (Oberälpli- und Ruchberg-Formation), der am Nordrand des Kartengebiets abgeschlossen ist.

Alpine Gebirgsbildung

Kretazische eoalpine Gebirgsbildung

In der frühen Spätkreide änderten sich die Plattenbewegungen. Die afrikanische Platte bewegte sich Richtung Norden (DEWEY et al. 1989), wodurch im Turonien zwischen dem adriatischen Kontinentalrand und dem Piemont-Liguria-Ozean Subduktion einsetzte. Im Bereich des Ostalpins entstand dabei ein WNW-vergenter Deckenstapel (SCHMID et al. 2004). Im Ostalpin der Ostalpen kann eine kretazische Metamorphose nachgewiesen werden, mit einer druckbetonten Eklogitfazies ganz im Osten, die auf rund 100 Ma datiert ist (vgl. OBERHÄNSLI et al. 2004). Die Eklogite sind umrahmt von amphibolitfaziell überprägten Gesteinen, die gegen Westen in grünschieferfaziell und schliesslich anchizonal überprägte Gesteine übergehen. Laut AMANN (1985) lagen die östlichen Teile der Silvretta-Decke in rund 12–13 km Tiefe (0,2–0,3 GPa, ca. 400°C), die westlichen in ca. 7 km Tiefe (0,1–0,2 GPa, ca. 300°C).

Untersuchungen der Deformationsstrukturen in der Arosa-Decke und den daraus abgeleiteten kinematischen Interpretationen (RING et al. 1988) zeigten, dass die Bewegungen der Decke bzw. des penninisch-ostalpinen Deckenstapels zunächst gegen Westen (Späte Kreide, eoalpin), danach (Paläogen) gegen Norden gerichtet waren. Für die Abfolge im Gebiet von Atlasblatt Davos und Umgebung postulieren FERREIRO MÄHLMANN & GIGER (2012) neben der eoalpinen auch eine frühere, mesozoische und eine känozoische alpine Metamorphose. Die Untersuchungen basieren auf einer detaillierten regionalen Analyse der Illit-Kristallinitäten und Inkohlungsgrade und deren vertikale und laterale Verteilung. Gemäss dieser Studie zeigt sich die prä-orogene Metamorphose in den Sedimenten der Silvretta-Decke mit Temperaturen von über 310°C (Epizone), während die kretazische Metamorphose auf die Sedimente der unterostalpinen Decken (Grüenhorn- und Casanna-Schuppe, Schaffläger- und Schiahorn-Decke) beschränkt ist, wo Temperaturen bis 285°C erreicht wurden (tiefere Epizone). Die prä-orogene Metamorphose ist durch den Effekt des Rifting und der damit assoziierten hydrothermalen Prozesse erklärt, die kretazische Metamorphose durch die eoalpine Deckenstapelung.

Die Abfolge der eoalpinen Deformationsphasen in den ostalpinen Decken von Graubünden wurde von FROITZHEIM et al. (1994) analysiert. Diese Autoren konnten während der kretazischen und der darauffolgenden känozoischen Gebirgsbildung je einen Zyklus von konvergenten Deckenüberschiebungen, gefolgt von extensiven Abschiebungen, nachweisen (vgl. Fig. 25). Der erste, spätkretazische Zyklus begann mit der Trupchun-Phase (D1), einer ersten Deformation durch W-gerichtete Überschiebungen infolge der spätkretazischen Konvergenz der europäischen und apulischen Platte vor rund 80–90 Ma (PIFFNER 2009). Es entstanden klein- bis grossmassstäbliche isoklinale Falten und Achsenebenenschieferungen. Im Gebiet von Atlasblatt Davos wurde die oberostalpine Silvretta-Decke auf die

unterostalpinen Decken überschoben, ebenfalls während der Trupchun-Phase erfolgte die interne Stapelung dieser unterostalpinen Decken.

Die Deckenstapelung wurde von der extensiven Ducan-Ela-Phase (D2) mit E-bis SE-gerichteten Abschiebungen abgelöst. D1-Überschiebungsflächen wurden während dieser vor rund 70–80 Ma stattfindenden Deformationsphase (PFIFFNER 2009) gefaltet oder waren von Abschiebungen betroffen. Einige dieser Abschiebungen sind in der Silvretta-Decke knapp südöstlich ausserhalb des Kartengebiets aufgeschlossen (vgl. Taf. I). E-W streichende, klein- bis grossmassstäbliche liegende Falten modifizieren den Deckenstapel.

Känozoische Gebirgsbildung

Im Känozoikum war die Konvergenz zwischen der europäischen und adriatischen Platte mehr N-S orientiert (vgl. RING et al. 1988). Der Piemont-Liguria-Ozean war spätestens im Eozän vollständig subduziert, und es setzte die Kollision zwischen dem adriatischen und europäischen Kontinentalrand ein. FROITZHEIM et al. (1994) postulieren eine paläogene Deckenstapelung im Ostalpin, die der Blaisun-Phase (D3) zugeschrieben wird und während der der Deckenstapel vor etwa 55–40 Ma (nach PFIFFNER 2009) en bloc auf mittel- und teilweise bereits unterpenninische Decken überschoben wurde (vgl. Fig. 25). Diese jüngste durchdringende Deformationsphase überprägt die älteren Strukturen schwach, Falten sind grossmassstäblich und streichen stets E-W. Sie wird als Resultat der paläogenen Kollision interpretiert. Es ist hauptsächlich diese Überschiebung durch die ostalpinen Decken, die den tektonischen Baustil der Arosa-Decke prägt. Falten sind in ihr meist nicht sehr weit zu verfolgen. E-W- und ENE-WSW-orientiertes Streichen der teilweise isoklinalen Falten sowie eine nach Süden einfallende Schieferung legen eine S-N- bzw. SW-NE-gerichtete Einengung nahe, stark verfaltete Kleinfalten und Faltenachsen, die gegen Osten abtauchen, deuten auf Mehrphasigkeit der Deformation hin (LÜDIN 1987, PICAZO et al. 2013). Der Metamorphosegrad ist anchizonal, basierend auf der Illitkristallinität der Tonminerale (LÜDIN 1987) bzw. erreicht Prehnit-Pumpellyit-Fazies (ca. 250°C, FERREIRO MÄHLMANN 2001). Die Deformationsabfolge wurde in der Arosa-Decke und den unterostalpinen Decken im Gebiet von Blatt Davos nicht explizit untersucht, kann aber mit Deformationsvorgängen aus vergleichbaren Einheiten (oberpenninische Platta-Decke analog zur Arosa-Decke und unterostalpine Err-Decke analog zu den ostalpinen Decken im Kartengebiet) verglichen werden (s.a. MANATSCHAL & NIEVERGELT (1997; D1-D3).

Etwa im selben Zeitraum vor 48–40 Ma wurden während der Safien-Phase D1 die paläogenen Flyschabfolgen der Grava-Decke nach Abschluss ihrer Sedimentation abgesichert und durch die dachziegelartige Aufschiebung als ein sich gegen unten hin verjüngender Keil in stratigraphischem Kontakt den Kreidesedimenten im Liegenden aufgelagert. Die Schichten fallen hier mittelsteil gegen Nordosten ein.

Es folgte eine druckbetonte blauschieferfazielle Metamorphose in den tieferen Einheiten (vor etwa 43–40 Ma, WIEDERKEHR et al. 2008), im Gebiet von Blatt Davos konnte die kanozoische Metamorphose andeutungsweise nachgewiesen werden; sie wird am Nordrand als eine tiefere anchizontale Überprägung vermutet, die nach Nordwesten zunimmt (THUM & NABHOLZ 1972, FERREIRO MÄHLMANN 2012). Im Mittelpenninikum entspräche die Phase der Akkretion der Avers-Phase der Suretta- und Tambo-Decke, die dort früher, vor rund 55–45 Ma, stattfand (MILNES & SCHMUTZ 1978).

Der ostalpine Deckenstapel migrierte im Eozän (Blaisun-Phase) nach Norden und erfasste die mittelpenninische Falknis- und Sulzfluh-Decke, was dort der Ferrera-Phase (D2) zugeschrieben wird (vgl. SCHMID et al. 2004, PFIFFNER 2015). Zusammen überführen sie das nordpenninische Flyschbecken (Grava-Decke). In den Gesteinen der Grava-Decke bildeten sich während dieser Phase D2 vor 40–35 Ma NNW-vergente Isoklinalfalten und durch penetrative Deformation infolge des Deckenstapels die Hauptschieferung.

Es folgt eine Dehnungsphase mit E–W und N–S streichenden abschiebenden Brüchen, der Turba-Phase D4 (nach FROITZHEIM et al. 1994), die hauptsächlich die penninisch-ostalpine Grenzzone erfasste. Ihre Bildung erfolgte um 35–30 Ma (PFIFFNER 2009). Die flach nach Osten einfallende Turba-Abschiebung mit Versätzen von bis zu 100 m ist Teil einer solchen E–W-gerichteten Dehnung, die im spätesten Eozän noch vor der Bergell-Intrusion stattfand (LINIGER & NIEVERGELT 1990, LINIGER 1992).

Die Niemet-Beverin-Phase (D3) deformierte vor ca. 35–30 Ma (WEH & FROITZHEIM 2001) den während der Ferrera-Phase D2 entstandenen Deckenstapel infolge N–S-orientierter Kompression der europäischen Kruste. Dadurch kam es zu Top–SE-Scherung und SE-gerichteter Rückfaltung mit Bildung nordvergenter Falten (z. B. Ochsenberg-Antiform, östlich anschliessendes Blatt Arosa). Gleichzeitig erfolgten NNE-gerichtete Überschiebung am Kontakt zum unterlagernden helvetischen Komplex, die Flysche wurden zudem von älteren Kreidesedimenten («Bündnerschiefer») überfahren.

Die erneute Deformation des Deckenstapels in der Lunschania-Phase (D4) und die damit verbundene Entstehung grossräumiger offener Falten (Lunschania-Antiform, Valzeina-Synform) mit SE-fallenden Achsenebenen durch zusätzliche SE–NW orientierte Verkürzung um ca. 25 Ma ist im Kartengebiet nicht belegt. Schliesslich erfolgte im Deckenstapel eine nochmalige, NW–SE orientierte Verkürzung durch Falten, die FROITZHEIM et al. (1994) der Domleschg-Phase (D5) zuordnen. An deren Typlokalität im Domleschg definierte PFIFFNER (1977) diese Deformationsphase mit dem Auftreten einer regional verbreiteten, steil SSE-fallenden Runzelschieferung im «Bündnerschiefer» der unterpenninischen Tomül- und Grava-Decke. Im Kartengebiet sind Effekte dieser Domleschg-Phase – mit Ausnahme der Runzelschieferung im Prättigau-Flysch – schwierig auszumachen.

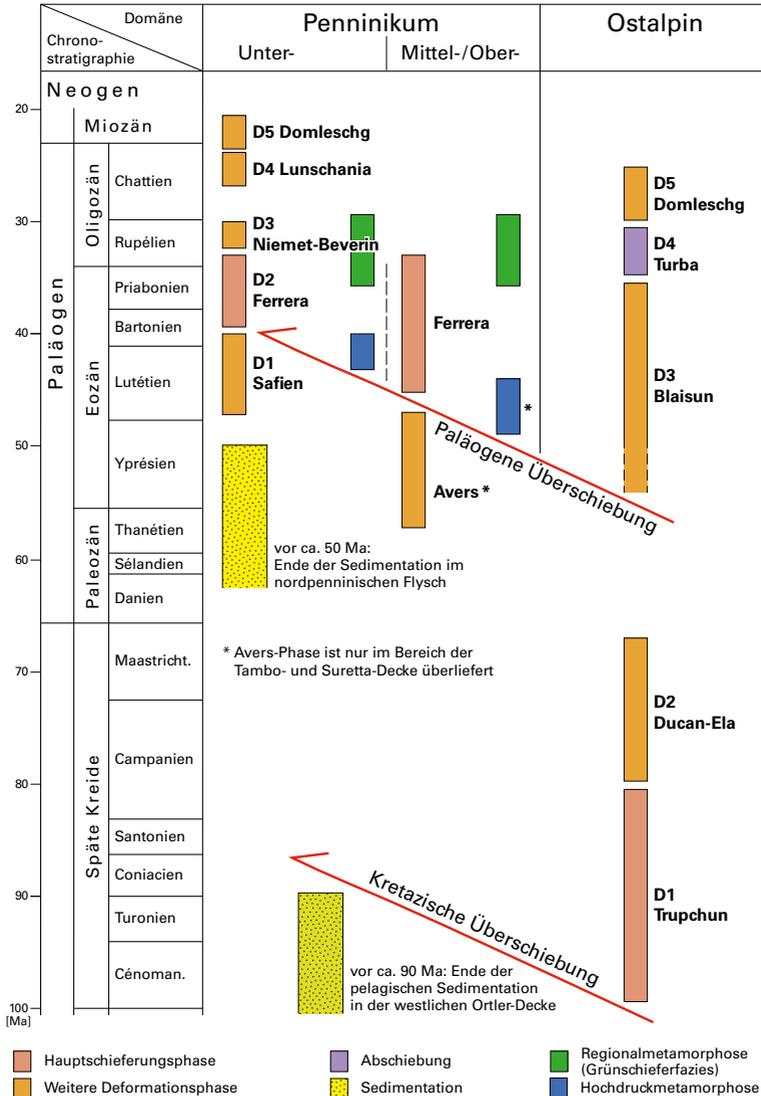


Fig. 25: Der «orogene Fahrplan» der im Gebiet von Atlasblatt Davos auftretenden penninischen und ostalpinen Einheiten (nach MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997, WIEDERKEHR et al. 2008, PFIFFNER 2009, WYSS & WIEDERKEHR 2017).

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Ausser für die Verwendung als Rohstoff für die Zement- und Schotterherstellung spielt der Abbau von mineralischen Rohstoffen heute im Gebiet von Blatt Davos keine grosse Rolle mehr.

Erze

Spuren von alten, teilweise noch offenen Stollen, die auf einen regen Bergbau schliessen lassen, finden sich auf der Nordseite der Gotschna und der Casanna über der Alp Untersäss. Ausgebeutet wurden im Gebiet der ehemaligen Eisengruben *Brauneisen-* und *Manganerz* an der Casanna, in den Bleigruben an der Gotschna wurde *Bleierz* abgebaut. Im Monbiel auf der südlichen Talseite wurde im sogenannten Tirolerloch und weiteren Gruben im Innerchin vermutlich *Blei-* und *Eisenerz* abgebaut (CADISCH 1921, GEES 1955, STUDER 1979). Nördlich der Schwarzseealp wurde auch *Pyrit* abgebaut (PROBST 2010).

Gips

Bis ins 19. Jh. wurde das Gipsvorkommen am Gips-Chilchli am Nordhang der Gotschna ausgebeutet (PROBST 2010).

Naturstein

Güstizia-Gneis wurde bei Frauenkirch bis vermutlich Mitte des 20. Jh. als Baustein abgebaut. Der Steinbruch ist heute stillgelegt. Im Flüelatal südöstlich des Gasthauses Tschuggen befand sich ein weiterer, in den letzten Jahrzehnten des 20. Jh. temporär betriebener Steinbruch im *Tschuggen-Augengneis* zur Gewinnung von Strassenschotter. Die Abbaustelle wird seit der Einstellung der Abbauarbeiten mit Schutt aufgefüllt und eingeebnet.

Kies

Auf älteren Karten ist eine heute stillgelegte und vermutlich verfüllte Kiesabbaustelle oberhalb von Klosters-Selfranga (bei Koord. 2786.070/1192.310) eingezeichnet. Lediglich bei Davos-Frauenkirch wird unterhalb des Wildbodens heute noch Kies aus den spätglazialen Bachschuttablagerungen des Sertigbachs abgebaut.

BOHRUNGEN

Im Gebiet von Atlasblatt Davos wurden bisher über hundert Sondierbohrungen abgeteuft, insbesondere zur Grundwasserüberwachung, für Baugrunduntersuchungen und Tunnelprognosen sowie zur Erstellung von Wärmepumpen. Letztere wurden der Erdwärmesondenkarte des Amts für Natur und Umwelt (Kt. Graubünden) entnommen (Stand 2016). Wo die Informationen verfügbar waren, sind die Tiefe der Felsoberfläche und die dort angetroffene Formation verzeichnet. Die Endtiefen der Bohrungen sind nur im Vektordatensatz auf www.map.geo.admin.ch angegeben.

Für den Bau der Tunnel wurden einige tiefere Bohrungen ausgeführt. Eine grössere Anzahl von Erkundungsbohrungen mit Bohrtiefen von teilweise über 100m wurden für den Bau des Gotschnatunnels bei Bim Wijer in Selfranga abgeteuft. Eine 200 m tiefe Bohrung im Mönchalp-Augengneis wurde bei Novai (bei Koord. 2791.650/1192.110) erstellt. Die mit 621 m tiefste im Kartengebiet befindliche Bohrung durchfährt ebenfalls Mönchalp-Augengneis und befindet sich am Vereinabach (2793.213/1189.220). Eingangs des Mönchalptals (bei Koord. 2785.560/1190.338) wurde eine Erkundungsbohrung¹ bis in eine Tiefe von 355 m abgeteuft, deren Profil wie folgt aufgenommen wurde:

Erkundungsbohrung Mönchalp

Die Erkundungsbohrung eingangs des Mönchalptals konnte bis in eine Tiefe von 355 m vollständig gekernt werden (A. Tschirky BTG Chur, pers. Mitt.).

- 0 – 3,80 m: *Quartär, 3,80 m*: Kiessand mit Steinen und Blöcken, verschwemmte Moräne.
- 198,40 m: *Silvretta-Decke, 251,70 m*: stark zerbrochener heller quarzreicher Muskovitgneis.
- 208,90 m: dichter grüner feinkörniger quarzitischer Fels; kompakt; schwach geschiefert.
- 214,60 m: Kataklastit.
- 244,55 m: hellgrauer, schwach bis mässig quarzitischer gneisartiger Schiefer mit vielen hellgelb-olivgrünen Talklagen; deutliche Schieferungsflächen mit durchgehenden Muskovitlagen.
- 248,30 m: feinschieferiger Gneis, vereinzelte Talklagen; massig-homogen; Kalzit-Quarzadern.
- 255,50 m: stark kataklastisch.
- 259,60 m: *Schafkläger-Decke, 55,25 m*: kompakter massiger Dolomit, viele Quarz-Kalzitadern; Bankung nur sehr undeutlich zu erkennen.
- 263,25 m: augengneisartiger Verrucano mit Wechsellagerung von grünen tonigen Lagen und weissen Quarz-Feldspatlagen; kompakt.
- 293,50 m: Wechsellagerung von grünem und rotem tonig-sandigem Schiefer und untergeordnet sandigem Fanglomerat (Feinbrekzie); mehrere dezimetermächtige Lagen von rotem, stark tonigem porphyrischem Rhyolith («Quarzporphyr»).
- 299,20 m: massiger weisser Quarzit mit wenigen roten Verrucano-Komponenten; steile Klüfte.

¹ Die auf der Karte dargestellte Tiefenangabe von 256 m bezieht sich auf den Kontakt der Schafkläger-Decke zur hangenden Silvretta-Decke und nicht auf die Endtiefe der Bohrung. Ferner ist die Bohrung in der Karte irrtümlicherweise um 1 km zu weit westlich dargestellt.

- 301,25 m: kompakter massiger Dolomit (ähnlich wie oben).
- 310,75 m: Wechsellagerung von grünem und rotem tonig-sandigem Schiefer und untergeordnet Feinbrekzie (ähnlich wie oben).
- 355,05 m: *Dorfberg-Decke, mind. 44,30 m*: deutlich geschieferter Zweiglimmergneis; Schieferungsflächen mit durchgehenden ebenen Glimmerlagen; untergeordnet kataklastische Lagen, vereinzelt Mylonit, generell schieferungsparallel.

Die tiefste Bohrung im Siedlungsgebiet von Davos befindet sich im dortigen Kurpark (Koord. 2782.568/1185.931) und wurde 2012 als Teil eines mehrstufigen Programms zur Erforschung des Untergrunds und Abschätzung der geothermischen Ressourcen auf 402 m (1137 mü.M.) abgeteuft. Das Untersuchungsprogramm beinhaltete seismische Untersuchungen, die Erstellung der Erkundungsbohrung sowie geophysikalische und hydrogeologische Untersuchungen im Bohrloch. Die Bohrung Davos-Clavadel (Koord. 2781.543/1182.354) ist irrtümlicherweise mit Dolomit (**t₂**) indiziert; man traf dort jedoch den Biotit-Plagioklasgneis der Umgebung an.

Die wichtigsten Erkenntnisse sind in REGLI et al. (2014) zusammengefasst: Die Bohrung verläuft nach 102 m quartären Ablagerungen bis zur Endtiefe im Dolomit der Schiahorn-Decke. Die Bohrung steht durch Wasserzuflüsse im Dolomit unter artesischem Druck, der zu einem freien Ausfluss von ca. 1300 l/min führt. Die Wasserzuflüsse erfolgen bis in eine Tiefe von 265 m grösstenteils durch diskrete Klüfte im Gestein, der darunterliegende Bereich ist nahezu undurchlässig. Die Temperatur des geförderten Wassers beträgt 11,4°C und weist eine Gesamtmineralisation von ca. 400 mg/l und eine elektrische Leitfähigkeit von etwa 600 µS/cm auf. Die hydraulische Durchlässigkeit der produktiven Zone (bei 102–265 m) beträgt $1,3 \times 10^{-5}$ m/s.

HYDROGEOLOGIE

Quellen

Sämtliche Quellen, die in der Gewässerschutzkarte des Amtes für Natur und Umwelt des Kantons Graubünden (Stand 2016) verzeichnet sind, wurden auf das Atlasblatt Davos übernommen; weitere, hauptsächlich ungefasste Quellen wurden ergänzt (aus Gründen der Übersichtlichkeit sind sie jedoch nur im Vektordatensatz auf www.map.geo.admin.ch vollständig abgebildet; in der Druckversion sind die Quellen in reduzierter Anzahl dargestellt bzw. zusammengefasst).

Oft sind Quellaustritte am Übergang von gut durchlässigem zu weniger durchlässigem Untergrund zu finden. Gehäuft finden sich Vernässungen und Wasseraustritte in Gebieten, in denen das Lockergestein aus Verwitterungsmaterial von stark tonigen Gesteinen entsteht, wie zum Beispiel im Flyschgebiet rund um den Chistenstein. Hier staut Ton- und Mergelschiefer der Oberäpli-Formation das anfallende Hangwasser.

TUNNELBAUTEN

Zugwald- und Vereinatunnel (Vereinialinie)

Die 22,1 km lange Vereinialinie von Klosters nach Sagliains verbindet das Prätigau mit dem Unterengadin. Die wichtigsten Bauwerke waren der 2,172 km lange Zugwaldtunnel und der 19,048 km lange Vereinatunnel (vgl. Taf. II). Letzterer ermöglicht nach insgesamt achtjähriger Bauzeit seit 1999 mit dem Autoverlad eine wintersichere Verbindung zwischen Selfranga und dem Unterengadin. Der Spatenstich erfolgte 1991, der Durchschlag beim Vereinatunnel am 26. März 1997. Der Verlauf der beiden Tunnel ist aus der Karte ersichtlich. Beim Vereinatunnel wird im Folgenden nur auf die ersten 10 km bis zur Kartengebietsgrenze eingegangen.

Bei der geologisch-geotechnischen Prognose spielte die Frage nach dem Verlauf der als geotechnisch sehr ungünstig eingestuften Basis des Silvretta-Kristallins eine grosse Rolle. Die Deckengrenze taucht bei Klosters relativ flach gegen Südosten ab und im Unterengadiner Fenster 5 km östlich des Südportals wieder auf. Es wurde befürchtet, dass der Tunnel über weite Strecken im Bereich der Überschiebungsfläche verlaufen würde. Um den Aufwand für den Tunnelbau besser abschätzen zu können wurden die Tiefbohrungen Mönchalp (355 m), Novai (200 m), Vereina (621 m) und Lavin (400 m, LK-Blatt Silvretta) abgeteuft (s.o. Abschnitt Bohrungen). Die Bohrungen zeigten, dass der Tunnel nach dem Durchqueren der Überschiebungsfläche im Silvretta-Kristallin bleiben würde.

Geologischer Befund

Zugwaldtunnel

Der in einem kreisförmigen Bogen verlaufende und mit 4% steigende einspurige Tunnel (LOCHER & KOBEL 2000; Tab. 2) zwischen Klosters und der Verladestation Selfranga ist an der Oberfläche vollständig von der Gotschna-Rutschmasse überdeckt. Die Strukturen im Bereich der Gotschnawang-Scholle liessen sich nicht statistisch auswerten, da einerseits die ganze Serie tektonisch stark gestört ist (Melange der Arosa-Decke) und andererseits im Bereich des Bohrkopfs keine Messungen mit dem Kompass möglich waren. Insgesamt verliefen die Strukturen aber relativ flach.

Tabelle 2: *Befund der im Vortrieb angetroffenen Gesteine im Zugwaldtunnel (Grenzen im First).*

| Strecke [Tm] | Lithologie (<i>Stratigraphie</i>) | Zugehörigkeit |
|--------------|---|--|
| 32–178 | Bis Tm 110 Schutt mit reichlich massiven harten Blöcken von bis zu 20 m ³ aus Dolomit und Kalk. Ab Tm 110 vorwiegend stark tonig-siltig mit Schieferkomponenten (<i>Gotschna-Rutschmasse</i>). | Quartär |
| 178–192 | Bereich der Basisgleitzone. An der Basis eine rund 1 m mächtige, stark tonig-siltige Schicht mit polierten Komponenten. | |
| 192–248 | Bis Tm 235 Kies mit hohem Feinanteil sowie Steinen und Blöcken aus Schiefer (<i>Hangschutt</i>). Ab Tm 235 bis zum Kontakt mit der Felsoberfläche feinmaterialarmer sandiger Kies mit Steinen und Blöcken (Till), an der Basis 1–2 m dicht gelagert, tonig-siltig, mit gekritzten Komponenten (<i>Grundmoräne</i>). | |
| 248–496 | Mergelschiefer, z. T. wechsellagernd mit Kalk und mit Linsen/Bänken von Quarz führendem Kalk (<i>«Neokom-Flysch»</i>). | Falknis-Decke |
| 496–510 | Heller dichter Kalk, leicht dolomitisch, mit unregelmässiger, stark verkarsteter, Wasser führender Oberfläche (=Felsoberfläche), in Vortriebsrichtung bis Tm 532 abfallend (<i>Sulzfluh-Kalk</i>). | Sulzfluh-Decke |
| 510–578 | Kiesig-sandiges Lockergestein mit Geröllen von bis zu 1 m Durchmesser, vorwiegend Serpentin, untergeordnet Granit und Paragneis (Bachschutt), ab Tm 560 auch kantige Komponenten (Hangschutt) (<i>Epigenetisches Tal gefüllt mit Bach- und Hangschutt</i>). | Quartär |
| 578–608 | Oben dunkler Schiefer (<i>Allgäu-Fm.</i>), unten brekziöser Dolomit und Quarzit, gefolgt von feinplattigem dichtem bräunlichem Kalk (<i>Fuorn-Fm., Raibl-Gr.</i>). | Arosa- Decke (Melange/ Gotschnawang-Scholle) |
| 608–1046 | Dunkelgrauer, Pyrit führender Schiefer mit Quarz führenden kalkigen Bänken und bis zu 70 m langen, tektonisch begrenzten Dolomitkörpern (<i>Allgäu-Fm.</i>). | |
| 1046–1358 | Dolomit (<i>Hauptdolomit-Gr.</i>). | |
| 1358–1454 | Dunkelgrauer mergeliger Tonschiefer mit Bändern aus kalkigem Sandstein und Dolomiteinschlüssen (<i>Allgäu-Fm.</i>). | |
| 1454–1658 | Dolomit, bei Tm 1658 markante verlehnte Störung mit bituminösem Geruch (<i>Hauptdolomit-Gr.</i>). | |
| 1658–1765 | Gips (ca. 10 m mächtig), Schiefer, roter Tonschiefer, grünlicher Schiefer, Dolomit (<i>Raibl-Gr.</i>). | |
| 1765–1876 | Dolomit, bei Tm 1788 bis zu 2 m mächtige Gipslinse (<i>Hauptdolomit-Gr.</i>). | |
| 1876–1900 | Dunkelgrauer Tonschiefer mit Sandsteinbänken bis Tm 1900 im Kalottenbereich, darunter Dolomit, bei Tm 1900 verlehnte Grenzfläche, darüber Schiefer (<i>Allgäu-Fm., Hauptdolomit-Gr.</i>). | |
| 1900–1973 | Bis Tm 1924 Schiefer, dann fahlgrauer Schiefer mit Gipsbändern (<i>Raibl-Gr.</i>). | |
| 1973–2063 | Bis zu 2 m mächtige Schicht mit glattpolierten Komponenten (=Gleitzone), bei Tm 2020 die Sohle erreichend, dann wieder ansteigend. Darüber heterogenes Lockergestein, z. T. glazifluviatil. An der Basis abgesichertes Felspaket aus Schiefer (<i>Gotschna-Rutschmasse</i>). Unterhalb der Rutschmasse Schiefer (<i>Raibl-Gr.</i>). | |
| 2063–2079 | Oben Lockergestein mit Geröllen und gerundeten Blöcken aus Serpentin, Kristallin, Sandstein und Kalk (<i>glazifluviatile Ablagerung</i>). Darunter grauer und grünlicher Schiefer (<i>Raibl-Gr.</i>). | |

Vereinatunnel

Im Vereinatunnel (Tab. 3) weist der Schiefer der Allgäu-Formation meist eine intensive Kleinfältelung auf. Bei den lagemässig stark streuenden s-Flächen ergeben sich Maxima von 184/42 und 018/36, woraus sich eine b-Achse (Kleinfaltenachse) von 100/06 ableiten lässt. Oft ist eine mittelsteil bis steil einfallende Feinschichtung, durchsetzt mit flach abfallenden Schieferungsflächen zu sehen. Bei Tunnelmeter (Tm) 1021 ist in der Arosa-Decke ein diskordanter Kontakt zwischen Serpentinitt und Sedimentauflage sichtbar (Fig. 26).

Im Kristallin der Dorfberg-Decke fallen die Schieferungsflächen relativ einheitlich mit 40° gegen Süden ein. Im Kristallin der Silvretta-Decke streichen die Schieferungsflächen ähnlich wie im Dorfberg-Kristallin zuerst stumpfwinklig bei wechselndem, vorwiegend mittelsteilem Einfallen. Ab Tm 5000 schneiden die vorwiegend mittelsteil nach WSW einfallenden Schieferungsflächen den Tunnel in einem spitzen Winkel, so dass sich im Befundprofil ein flachwelliger Verlauf ergibt.

Geotechnik

Vortriebsmethoden und -sicherung, einschaliger Ausbau

Der Lockergesteinsvortrieb im Zugwaldtunnel erfolgte im Teilausbruch (Kalotte/Strosse) im Schutz eines Jetting-Gewölbes (AMBERG et al. 1994). Im Fels wurde in den Einspurröhren eine offene Tunnelbohrmaschine (TBM) eingesetzt. Die 3-Spur- und 2-Spur-Strecke im Vereinatunnel wurden vorwiegend im Teilausbruch (Kalotte/Strosse) sprengtechnisch ausgebrochen. Die Sicherung bestand je nach angetroffenen Verhältnissen aus Spritzbeton, Ankern, evtl. Netzen und im Bereich mit schiefrigen, nicht standfesten Gesteinen aus Stahleinbau. Beim TBM Vortrieb in der 1-Spur-Strecke wurden anstelle von Spritzbeton vorwiegend Kalottenbögen mit Netzen sowie Stahleinbau versetzt. Der Ausbau bestand nicht aus einem Ortsbetongewölbe, sondern wurde kostengünstig einschalig erstellt (AMBERG 1994b), d.h. es wurde im rückwärtigen Bereich zusätzlich Spritzbeton aufgetragen. Je nach Situation wurden zudem zusätzlich Netze angebracht oder Anker gesetzt.

Spezielle Vorkommnisse und Ereignisse im Zugwaldtunnel

Basis der Gotschna-Rutschmasse: Mittels Verschiebungsmessungen in Sondierbohrungen konnte festgestellt werden, dass sich die Rutschmasse im Bereich beider Lockergesteinsstrecken mit rund 1,1 cm/a bewegt (KELLER 1993, KELLER & LOCHER 1994). Auf der Seite Klosters wurde der Ausbau so gestaltet, dass er Längsdeformationen zulässt. Längsdeformationen wurden vor allem im Bereich zwischen Tm 187,5 und 225 festgestellt. Die geodätische Überwachung innerhalb des Tunnels ergab in 18 Jahren eine Verschiebung von rund 10 cm.

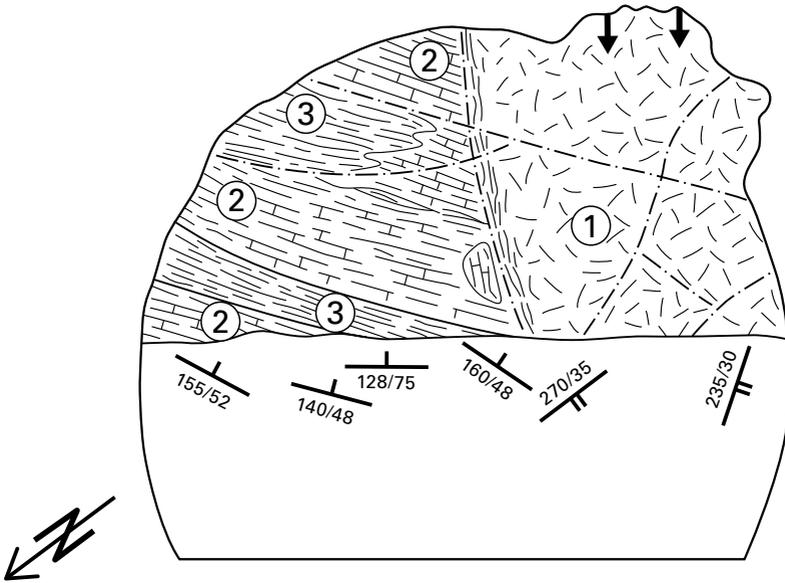


Fig. 26: Die Aufnahme der Ortsbrust im Vereinatunnel bei Tunnelmeter 1021 zeigt den diskordanten Kontakt des grünlichen Serpentinits (1) der Arosa-Decke zum darunter liegenden, schiefrigen dunklen Kalk (2) und dem hellgrauen bis grünlichen Tonschiefer (3). Niederbruch aus dem rechten Gewölbe von etwa 4 m³ (LOCHER & KOBEL 2002).

Störzone Tm 510–590: Unter dieser Bezeichnung wurde die Strecke mit dem unerwartet angefahrenen Lockergestein zwischen der Sulzfluh-Decke und der anschliessenden Zone mit verlehmtem, druckhaftem Flysch der Gotschnawang-Scholle zusammengefasst. Über einer sehr unregelmässig verlaufenden und verkarsteten Felsoberfläche lag kiesiges und sandiges Lockergestein mit Geröllen von bis zu einem halben Meter Durchmesser. Den grössten Anteil daran machten Gerölle aus Serpentin aus sowie Granite, Paragneise und Sedimentgesteine. Diese Störzone wurde als epigenetisches Tal interpretiert. Aufgrund der dichten Lagerung konnte das Lockergestein von einer Hartgesteins-TBM durchfahren werden. Der Schutt brach zwar aus der Kalotte und den Paramenten nach, die Brust blieb jedoch standfest mit dem auf das Lockergestein folgenden verlehnten (verwitterten) Schiefer. Diese Zone verhielt sich druckhaft.

Spezielle Vorkommnisse und Ereignisse im Vereinatunnel

Kleinere Niederbrüche und kurze Strecken mit druckhaftem Fels traten im Vereinatunnel sporadisch auf. Eingegangen wird im Folgenden nur auf jene zwei ausserordentlichen Ereignisse, die sich im Gebiet des Blatts Davos ereigneten.

Serpentinitstrecke Tm 1021–1502: Mit bautechnischen Schwierigkeiten im Serpentin war gerechnet worden. Allerdings war in der Prognose aufgrund der Oberflächenaufschlüsse (vgl. Tab. 3) eine Strecke von lediglich 145 m erwartet worden. Die im Tunnel wesentlich längere Strecke von 480 m beanspruchte eine Bauzeit von etwas mehr als 3 Monaten. Die gekrümmten und glattpolierten Scherflächen, die den Serpentin durchziehen, besitzen eine niedrige Scherfestigkeit. Sie zerlegen das Gestein in linsenförmige Kluftkörper von Stein- bis Blockgrösse. Dies führte zu einer hohen Teilbeweglichkeit, welche die Standfestigkeit sowohl im Kalottenbereich als auch in der Ortsbrust beeinträchtigte (vgl. Fig. 26). Das Gebirge verhielt sich zudem stark druckhaft. Trotz des laufend nachgezogenen Einbaus und des Vortriebes im Schutz eines Schirms von 6 m langen Injektionslanzen für Polyurethaninjektionen ereigneten sich mehrmals Niederbrüche. Die Kalotte wurde mit verankerten Longarinen unterfangen (AMBERG 1994a). In der Sohle wurde ein Sohlgewölbe aus Beton eingebracht.

Basis Silvretta-Decke, Niederbruch Tm 3415: Die schiefrigen Gesteine an der Basis der Silvretta-Decke erwiesen sich, der Prognose entsprechend, als bautechnisch ungünstig. Es ereigneten sich mehrmals kleinere Ausbrüche von 2–3 m aus der Kalotte. Bei Tm 3415 ereignete sich dann ein Verbruch, der sich progressiv nach vorne und oben ausweitete. Nach zwei Tagen erreichte der Hohlraum eine Höhe von 10 m. Die im rückwärtigen Bereich einsetzenden starken Konvergenzen blockierten die TBM im Nachläuferbereich. Das Überwinden der Niederbruchzone, das Verfüllen des Hohlrums mit Beton und die im rückwärtigen Bereich wegen der Konvergenzen notwendigen Profilaufweitungen nahmen rund einen Monat in Anspruch. Glücklicherweise konnte der Bohrkopfmantel beim Wiederanfahren freigerüttelt werden. Eine weitere stark druckhafte Strecke bei Tm 3540–3640 erforderte die Verkürzung des Bogenabstands auf 50 cm und eine Erhöhung des Scherwiderstands im Gebirge mit Injektionsankern.

Hydrogeologie

Bergwasserverhältnisse

Im Zugwaldtunnel führte das blockige Lockergestein der Gotschna-Rutschmasse reichlich Wasser. Das gleiche gilt für den verkarsteten Sulzfluh-Kalk im Bereich von Tm 495–510. Beim Anfahren der im Schiefer eingeschlossenen Dolomitvorkommen führten diese anfänglich reichlich Wasser. Der Andrang nahm dann jedoch rasch ab. Im Vereinatunnel waren Wasserzutritte in Form von Nässe, Tropfen und kleinen Quellen häufig. Die zufließende Bergwassermenge blieb aber ge-

Tabelle 3: *Befund der im Vortrieb angetroffenen Gesteine im Vereinatunnel.*

| Strecke [Tm] | Lithologie (<i>Stratigraphie</i>) | Zugehörigkeit |
|--------------|--|---------------------------------------|
| 4–33 | Tagbaustrecke, bei Tm 33 bergmännisches Portal | |
| 33–80 | Melange aus Schiefer, hellem Dolomit und gegen oben geringmächtigem sandigem rotem Verrucano (psammitisch bis psephitisch), der im Bereich der Schichtgrenze grün verfärbt ist. Untergeordnet auch Quarzit und bräunlicher, grünlicher und grauer Schiefer (<i>Chazforà-, Fuorn- und Allgäu-Fm., Raibl-Gr.; Arosa-Melange</i>). | Arosa- Decke (Melange) |
| 80–158 | Roter Verrucano (<i>Chazforà-Fm.</i>). | |
| 158–786 | Dunkelgrauer feingeschichteter und oft intensiv gefalteter Schiefer mit dünnen kalkigen, z. T. auch Quarz führenden Schichten in Wechsellagerung mit tonig-mergeligen Schichten. Im Dünnschliff ist oft eine feine Wechsellagerung von Tonschiefer und Quarz führenden Karbonatlagen zu sehen. Zwischen Tm 725 und 735 kleine linsenförmige Verrucano-Einschlüsse (<i>Allgäu-Fm.</i>). | |
| 786–810 | Störzone mit Wechsellagerungen von Tonschiefer mit Kalk und bis zu 3 m mächtigen Gips-schichten und -linsen. Röntgenographische Untersuchungen ergaben, dass neben Gips auch Anhydrit, rund 20% Dolomit, wenig Quarz und Kalzit sowie akzessorisch Olivin, Pyroxen und Serpentin vorkommen (<i>Raibl-Gr.; Arosa-Melange</i>). | |
| 810–1010 | Gefalteter Schiefer wie bis Tm 786 (<i>Allgäu-Fm.</i>). | |
| 1010–1021 | Dunkelgrauer, fahlgrüner und roter Schiefer, begleitet von feinplattigem, zerschertertem dunklem Kalk (<i>?Palombini-Fm.</i>). | Arosa-Decke (Totalp-Ophiolithkomplex) |
| 1021–1502 | Serpentinit und serpentinitisierter Peridotit (Augit-Serpentinit), Serpentin-mineralien vorwiegend Lizardit und faseriger Orthochrysoitil (<i>Serpentin</i>). | |
| 1502–3157 | Feinkörniger Biotit/Chlorit-Plagioklasgneis und Zweiglimmergneis mit leukokraten Linsen, selten Hornblende führend. Mit leukokraten Bändern aus glimmerarmem Alkalifeldspatgneis. Aplitgranite von Tm 1872–1890 und Tm 2016–2026. An der Basis weisslich und rötlich verfärbt und verleht. An der Obergrenze schwarzer mylonitischer Schiefer. | Dorfberg-Decke |
| 3157–3260 | Bis Tm 3198 roter und grüner Schiefer (Verrucano), stark zerschert mit Dolomitlinsen, anschließend grauer Dolomit (<i>Chazforà-Fm., Hauptdolomit-Gr.</i>). | Schaffläger-Decke |
| 3260–3648 | Überschiebungsfäche ist als scharfe Fuge ausgebildet. Grünlicher, oft gelblich gefleckter bis grauer Muskovit-/Serizitschiefer bis -gneis, Titanit führend, quarzreich, z. T. Mörtelquarz. Im Dünnschliff sind wiederholt sehr feinkörnige ausgewalzte Lagen zu erkennen (Ultramylonit). Von Tm 3426–3450 eingeschuppte Dolomitlinsen (<i>Basis der Silvretta-Decke</i>). | Silvretta-Decke |
| 3648–4752 | Biotit führender Muskovitgneis bis -schiefer, z. T. glimmerarm, reich an Quarz und Feldspat, wenig Amphibolit und Augengneis (<i>Plagioklasgneis i. Allg.</i>). | |
| 4752–7815 | Bänderamphibolit und Bändergneis mit Amphibolitbändern, untergeordnet felsitischer Gneis, Biotitgneis und Zweiglimmergneis. Tm 6863–6903 ultrabasische Linse: Talk (Speckstein), gefolgt von Gemenge aus Lizardit, Magnesit und Talk (Ofenstein). Amphibolit z. T. Granat und/oder Epidot führend (<i>Bänderamphibolit, Paragneise mit ultrabasischer Linse</i>). | |
| 7815–9565 | Randlich verschieferter granitischer Augengneis, lagig-lentikulärer, Muskovit führender Biotit-Alkalifeldspatgneis und Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneis. Feldspatäugen bis 3 cm gross. Obergrenze: 1 m mächtige Scherzone (<i>Mönchalp-Augengneis</i>). | |
| 9565–13664 | Bänderamphibolit (oft Epidot führend) und Bändergneis, untergeordnet Glimmerschiefer und leukokrater Alkalifeldspatgneis (<i>Bänderamphibolit, Biotit-Plagioklasgneis, Glimmerschiefer, Mönchalp-Augengneis</i>). | |

ring und bildete sich im rückwärtigen Bereich meist in kurzer Zeit zurück. Erhöht waren anfänglich die Bergwassermengen mit insgesamt 43 l/s im Bereich der Schafläger-Decke sowie, in der Silvretta-Decke beim Übergang vom Schiefer in den Amphibolit, mit 251 l/s. Nach Ende des Vortriebs wurden beim Nordportal ab dem Kulminationspunkt bei km 12,5 zuerst 51 l/s bestimmt, die später (1997–2001) auf 35–40 l/s zurückgingen.

Chemismus des Bergwassers

Untersucht wurden der Sulfatgehalt im Hinblick auf die Betonaggressivität und der Chloridgehalt (Stahlkorrosion). Im Zugwaldtunnel betragen die stark betonaggressiven Konzentrationen von SO_4 1800–2400 mg/l. Sie sind höher als die Löslichkeit von reinem Gips. Natriumgehalte von 350–585 mg/l zeigen, dass auch Natriumsulfat gelöst wurde. Die Anwesenheit von Sulfid (bis 0,6 mg/l) machte sich durch einen penetranten Geruch nach Schwefelwasserstoff bemerkbar.

Im Vereinatunnel war der Sulfatgehalt generell gering. Er überstieg die Grenze von 200 mg/l für leichte Betonaggressivität zwischen Tm 0–1000 und 2520–3200 (Bereich der Überschiebung der Silvretta-Decke auf die Schafläger-Decke).

Bergwassertemperatur

Im Zugwaldtunnel mit seiner geringen Überlagerung stieg die im Vortriebsbereich gemessene Bergwassertemperatur im Felsvortrieb von 9°C bei Tm 500 auf etwas über 13°C bei Tm 1200 (LOCHER & KOBEL 2002). Im Vereinatunnel stieg die Temperatur des Bergwassers von 9°C kontinuierlich auf 23,5°C bei Tm 5000, sank dann auf 20,5°C bei Tm 9000 (Süser Tal) und stieg anschliessend bis zur Kartengebietsgrenze wieder leicht an (LOCHER & KOBEL 2002).

Gotschnatunnel

Der rund 4,2 km lange Gotschnatunnel ist Teil der Umfahrung Klosters und steigt mit 4,78% vom Portal Drostobel bis zum Anschluss Klosters-Selfranga. Der Tunnel wurde von beiden Portalen im Sprengvortrieb erstellt. Mit dem Bau begonnen wurde im Frühjahr 1997, der Durchschlag erfolgte am 10. Dezember 2001. Nach acht Jahren Bauzeit wurde der Tunnel Ende 2005 in Betrieb genommen.

Die Linienführung des Gotschnatunnels ist das Resultat eines umfangreichen Variantenstudiums und massgeblich bedingt durch die Geologie. Der Streckenverlauf wurde so gewählt, dass der Tunnel ausserhalb der bis zu 100 m mächtigen Gotschna-Rutschmasse zu liegen kam und die Lockergesteinsstrecken möglichst kurz waren (FASANI & STALDER 1998).

Geologischer Befund

Auf eine stratigraphische Zuordnung der geologischen Aufnahmen (Tab. 4) wurde verzichtet, da die Tunnelaufnahmen auf einer im Feld erkennbaren lithologischen Klassifikation beruhen. So wurde der Begriff «Bündnerschiefer» für alle aus geotechnischer Sicht ähnlichen Schiefer und Flyschartypen verwendet (Prättigau-Flysch, Falknis-Flysch, Flysche und Schiefer der Arosa-Decke). Für eine Unterscheidung wäre eine mikroskopische Analyse notwendig gewesen. Die Decken waren im Tunnel nicht oder nur mit grossen Schwierigkeiten voneinander abgrenzbar, da die Gesteine der verschiedenen Decken sehr intensiv miteinander verschuppt sind.

Die im Gotschnatunnel gemessenen Strukturen zeigen, dass die Schieferung zwar mit grosser Streuung, aber generell flach bis mittelsteil nach NNE einfällt. Faltenachsen fallen flach nach ESE bzw. WNW ein, die Kluftrichtungen streuen stark. Störzonen verlaufen in den Schiefen und Flyschen etwa parallel zur Schieferung, im Melange war keine bevorzugte Richtung erkennbar.

Tabelle 4: *Befund der im Vortrieb angetroffenen Gesteine im Gotschnatunnel ab Blatt-rand (BTG & BAUGEOL. 2007).*

| Strecke [Tm] | Lithologie (Stratigraphie) | Zugehörigkeit |
|------------------|---|--|
| ab ca. 1190–1480 | Phyllit (40–90%) und bankiger, häufig boudinierter Kiesel- und Sandkalk (10–60%, meist 10–30%). Schieferung fällt flach mit 10°–30° nach N bis E ein, die ganze Serie ist meist isoklinal und zusätzlich wellig verfalltet. Schieferungsparallele Scherzonen (cm–dm) mit etwas Kakirit sind häufig. | Grava-Decke / Arosa-Decke (Sedimente des Totalp-Ophiolith-komplexes) |
| 1480–1930 | Mehrheitlich bankiger Schiefer im Wechsel mit vermutlich eingeschupptem Phyllit. Die Sandsteinbänke sind meist isoklinal verfalltet und häufig boudiniert, die Schieferung verläuft weitgehend flach und wellig. | |
| 1930–2280 | Dolomit verschuppt mit Schiefer. Mehrere Meter mächtiger sandiger Kakirit wurde an verschiedenen Stellen beobachtet. | Arosa-Decke (Melange/ Gotschnawang-Scholle?) |
| 2280–3100 | Vorwiegend massiger, stark zerklüfteter Dolomit mit vereinzelt eingeschuppten Tonschieferpaketen. Bei Tm 2360–2480 tunnelparallel streichende Störzzone mit «Bündnerschiefer»-Kakiriten und einer welligen Zone mit Gips. | |
| 3100–3355 | Melange aus intensiv verschupptem Dolomit mit bunten Schiefen («Verrucano», ?Raibl-Gruppe), Gips und Anhydrit. Geschätzter Anteil an quellfähigem Anhydrit: bis 10%. | |
| 3355–3520 | Melange aus verfalltetem, kalkigem und sandigem Phyllit bzw. Kalk- oder Siltschiefer, z. T. mit Gips, teilweise Dolomit und kalkigem, meist boudiniertem Sandstein. | |
| 3520–3820 | Melange mit Schiefen (Flysch, «Verrucano», Raibl-Gruppe), darin Schollen von bis zu 10m mit verschiedensten kompetenten Gesteinen (Sulzfluh-Kalk, Sulzfluh-Granit, Quarzit, kalkiger Sandstein) | |
| 3820–3970 | Melange mit vielen Kakiriten. Sehr chaotische Strukturen. | |

Geotechnik

Vortriebsmethode

Vom Portal Drostobel wurde der Tunnel steigend konventionell im Kalottenvortrieb und anschliessendem Strossenabbau erstellt. Der fallende Vortrieb vom Portal Selfranga erfolgte auf 150 m (Tm 3970–3820) in deutscher Kernbauweise, danach ebenfalls konventionell.

Spezielle Vorkommnisse und Ereignisse

Bei Tm 2420 wurden vor Einbau der Fahrbahn Sohlhebungen von bis zu 13 mm festgestellt. Der Sohlenbereich wurde daraufhin freigelegt, darunter lag am linken Fahrbahnrand eine ungefähr tunnelparallel streichende kakiritische Störzone sowie eine ebenfalls wellige und etwa tunnelparallel streichende Zone mit Gips. Daraufhin wurde der weiche Fels ausgehoben, Wasserzutritte gefasst, der Fels mit Beton versiegelt und das Überprofil aufgefüllt. Da der Innenring bereits betoniert war, wurde zwischen Tm 2514 und 2549 auf einer Länge von 35 m eine rückverankerte Sohlplatte eingebaut. In diesem Bereich hebt sich die Sohle seither um bis zu 3–4 mm/a.

Beim Kalottenvortrieb zwischen Tm 3140 und 3280 wurde erneut Gips (in Dünnschliffen auch Anhydrit) festgestellt. Dabei schwankte der Anhydritanteil mit 0–80 Vol.-% sehr stark. Daraufhin wurde auf einer Länge von 80 m ein schwer bewehrtes Sohlgewölbe von bis zu 2,4 m Dicke eingebaut. Bis heute sind im Tunnel drei Stellen bekannt, die Hebungen der Fahrbahn bzw. Sohle aufweisen.

Hydrogeologie

Bergwasserverhältnisse

Bestimmt wurden die Bergwasserverhältnisse im Gotschnatunnel durch zwei Stauhorizonte, nämlich der phyllitreiche Schiefer bis etwa Tm 1930 und die Anhydrit und Gips führende Melangezone zwischen Tm 3100 und 3520. So war der Wasseranfall bis Tm 1930 meist sehr gering, das Gebirge bergfeucht bis leicht tropfend. Nur vereinzelt musste in kurzen Abschnitten viel Bergwasser gefasst werden. Viel Wasser wurde an der Grenze zwischen mehrheitlich schiefbrigem Gebirge und Dolomit zwischen Tm 1930 und 2280 angetroffen. Hier diente vermutlich die unter dem Dolomit liegende phyllitreiche Serie als Stauhorizont. Nach wenigen Tagen ging der Wasseranfall der Quellen jedoch merklich zurück. Auch durch die Vorausbohrungen wurde bereits ein grosser Teil des anfallenden Wassers drainiert. Ebenfalls stark wasserführend war der Abschnitt zwischen Tm 3630 und 3740. Auch hier wurde ein Grossteil bereits mit den Erkundungsbohrungen erfasst, zeitweise wurden am Portal 6,5–351/s gemessen. Dies führte zu einer Ab-

senkung des Grundwasserspiegels bei Bim Wijer und in der Folge auch zu einem Rückgang der Quellschüttungen.

Chemismus

Aufgrund der Erfahrungen aus dem Zugwaldtunnel und den Analysen verschiedener Bohrungen musste mit hohen Sulfatgehalten gerechnet werden. Beim Bau wurden insbesondere in Bereichen, die viel Wasser führten, Sulfatgehalte von 2400–4000 mg/l gemessen. Aus diesem Grund wurde für den Beton im Aussengewölbe ausschliesslich sulfatresistenter Zement verwendet und in Zonen mit einem Sulfatgehalt >1000 mg/l eine Vollabdichtung vorgesehen (FASANI & STALDER 1998).

LITERATURVERZEICHNIS

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen – ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. – *Wissenschaftl. Alpenvereinshefte 25*, München (Selbstverl.).
- ALLEMANN, F. (1952): Die Couches rouges der Sulzfluh-Decke im Fürstentum Lichtenstein. – *Eclogae geol. Helv. 45/2*, 294–298.
- (1956): Geologie des Fürstentums Liechtenstein unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems. – *Jb. Hist. Ver. Liechtenstein 56*, 1–244.
- (2002): Erläuterungen zur geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein 1:25000. – Regierung des Fürstentums Liechtenstein.
- AMANN, A. (1985): Zur Metamorphose des nördlichen Silvrettakristallins. – Diss. Univ. Innsbruck.
- AMBERG, F., SCHMID, W. & WEIDINGER, A. (1994): Lockermaterialvortrieb im Zugwald-Tunnel. – *Schweiz. Ing. Architekt 112/44*, 899–903.
- AMBERG, R. (1994a): Die Bewältigung der Serpentinzone in der Zweispurstrecke Vereinatunnel Nord. – *Schweiz. Ing. Architekt 112/44*, 920–922.
- (1994b): Die einschalige Bauweise. – *Schweiz. Ing. Architekt 112/44*, 897–898.
- ARNI, P. (1926): Geologische Forschungen im mittleren Rätikon (mit geologischer Karte). – Diss. Univ. Zürich.
- BAFU [Bundesamt für Umwelt] (2007): Bundesinventar der Moorlandschaften von besonderer Schönheit und von nationaler Bedeutung (Moorlandschaftsinventar). – Inventare NIV. Ber. Nr. INV_8803-D.
- BALL, J. (1897): The serpentine and associated rocks of Davos. – Diss. ETH Zürich.
- BAUMGARTNER, P. O. (1984): A Middle Jurassic – Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. – *Eclogae geol. Helv. 77/3*, 729–837.
- BEARTH, P. (1932a): Die Diabasgänge der Silvretta. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 12*, 147–178.
- (1932b): Geologie und Petrographie der Keschgruppe. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 12*, 256–278.
- (1933): Über Gangmylonite in der Silvretta. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 13*, 347–355.
- BEARTH, P., EUGSTER, H., SPAENHAUER, F., STRECKEISEN, A. & LEUPOLD, W. (1935): Blatt Scaletta (SA 423) [LK 1217 Scalettapass]. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25000*, Karte 9.
- BELTRÁN-TRIVIÑO, A., WINKLER, W. & QUADT, A. VON (2013): Tracing Alpine sediment sources through laser ablation U-Pb dating and Hf-isotopes of detrital zircons. – *Sedimentology 60*, 197–224.
- BELTRÁN-TRIVIÑO, A., WINKLER, W., QUADT, A. VON & GALLHOFFER, D. (2016): Triassic magmatism on the transition from Variscan to Alpine cycles: evidence from U-Pb, Hf, and geochemistry of detrital minerals. – *Swiss J. Geosci. 109*, 309–328. DOI 10.1007/s00015-016-0234-3.
- BENCIOLINI, L. (1994): Metamorphic evolution of the Silvretta gabbro and related rocks (Upper Austroalpine, Central Alps). Its bearing on the pre-Mesozoic history of the Alpine area basement. – *Mem. Sci. geol. Univ. Padova 46*, 353–371.
- BERLEPSCH, P. (1996): Die Granitoide der Region Jakobshorn (Silvretta, Schweiz): Hinweise auf eine ozeanische Herkunft der «Meta-Aplite». – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 76/2*, 209–216.
- BERLEPSCH-VALENDAS, P. VON (1992): Petrographie des Jakobshorns/Wuosthorns (Davos). – *Diplomarb. Univ. Freiburg (unpubl.)*.
- BERNOULLI, D., MANATSCHAL, G., DESMURS, L. & MÜNTENER, O. (2003): Where did Gustav Steinmann see the trinity? Back to the roots of an Alpine ophiolite concept. In: DILEK, Y. & NEWCOMB, S. (Ed.): *Ophiolite concept and the evolution of geological thought* (p. 93–110). – *Spec. Pap. geol. Soc. Amer. 373*.

- BERNOULLI, D., MANATSCHAL, G. & MÜNTENER, O. (2004): Mantle exhumation processes: Totalp area (Davos). In: KARNER, G., PINHEIRO, L. & MANATSCHAL, G. (Ed.): IMEDL-Workshop 2004, Field guide Remnants of the ancient Tethys margin preserved in the Davos (Totalp) and Margna-Malenco units in SE Switzerland and N-Italy (Central Alps) (p. 3-7).
- BERNOULLI, D. & WEISSERT, H. (1985): Sedimentary fabrics in Alpine opicalcites, South Penninic Arosa-Zone, Switzerland. – *Geology* 13, 755–758.
- BERTLE, R. J. & FRIEBE, J. G. (2007): Penninikum. In: FRIEBE, J. G. (Ed.): Geologie der österreichischen Bundesländer, Vorarlberg (S. 55–65). – Geol. Bundesanst., Wien.
- BILL, M., O'DOHERTY, L., GUEX, J., BAUMGARTNER, P. O. & MASSON, H. (2001): Radiolarite ages in Alpine-Mediterranean ophiolites: Constraints on the oceanic spreading and the Tethys-Atlantic connection. – *Bull. Geol. Soc. Amer.* 113, 129–143.
- BIINO, G. G. (1995): The pre-Variscan evolution of the Helvetic basement of the central Alps. – *Europ. J. Mineral.* 7, 57–70.
- BIINO, G. G., MEISEL, T. C., NÄGLER, T. F. & KRAMERS, J. D. (1995): Whole rock chemistry and isotope chemistry of metasediments in the Silvretta nappe and the early crustal history of the Alpine basement. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 75/2, 293–294.
- BOESCH, H. H., CADISCH, J., HEGWEIN, W., SPAENHAUER, F. & WENK, E. (1948): Blatt Zernez (SA 424) [LK 1218 Zernez]. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Karte 20.
- BOLLIN, R. (1994): Metamorphe Entwicklung und Ursprung der Paragneise (Biotitplagioklasagneise, Plagioklasknotengneise) der Silvretta. – *Diss. Univ. Freiburg.*
- BRAUCHLI, R. (1921): Geologie der Lenzerhorngruppe. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 49/II.
- BRÖCKER, M. (1985): Petrographische und geochemische Untersuchungen im Val Tuoi (Silvretta, Schweiz). – *Diplomarb. Univ. Tübingen* (unpubl.).
- BRUGGER, J. (1992): Géologie et Pétrographie du Pisch (Grison, Suisse), avec un intérêt particulier pour les filons à andalousite. – *Trav. Diplôme Univ. Fribourg* (inééd.).
- (1994): Les veines à andalousite du Pischhorn (Grison, Suisse). – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 74, 191–202.
- BTG & BAUGEOL. [Büro f. Tech. Geol. AG/Baugeologie Chur] (2007): Gotschnatunnel. A 28 Umfahrung Klosters. – *Geologie-Schlussber. Geologengem. Gotschnatunnel z. Hd. Tiefbauamt Graubünden, Ber.-Nr. 28a.3380.01.*
- BURGER, H. (1978): Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen dem Schollberg und der Verspala (Osträtikon). – *Eclogae geol. Helv.* 71/2, 125–266.
- CADISCH, J. (1921): Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 49/1.
- CADISCH, J. & LEUPOLD, W. (1928): Geologische Karte von Mittelbünden 1:25000, Bl. B: Davos. – *Geol. Spezkarte* 94B.
- CRONE, M. VON DER (1989a): Geologie und Petrographie im Val Barlasch (Graubünden). – *Diplomarb. Univ. Freiburg* (unpubl.).
- (1989b): Fleckengesteine der Silvretta: Relikte einer vorvariszischen (panafrikanischen?) Metamorphose. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69/1, 141–144.
- CUANOUD, B. (2000): Carte géologique Ochsentälli. – *Trav. Diplôme Univ. Fribourg* (inééd.).
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1962): Rock-forming minerals. Vol. 5 Nonsilicates. 5th Ed. – Longmans Green, London.
- DESMURS, L., MANATSCHAL, G. & BERNOULLI, D. (2001): The Steinmann Trinity revisited: mantle exhumation and magmatism along an ocean-continent transition. In: WILSON, R. C. I., WHITMARSH, R. B., TAYLOR, B. & FROITZHEIM, N. (Ed.): Non-volcanic rifting of continental margins: a comparison of evidence from land and sea (p. 235–266). – *Spec. Publ. geol. Soc. London* 187.

- DEWEY, J. F., HELMAN, M. L., TURCO, E., HUTTON, D. H. W. & KNOTT, S. D. (1989): Kinematics of the Western Mediterranean. In: CORWARD, M., DIETRICH, D. & PARK, R. G. (Ed.): *Alpine tectonics* (p. 265–283). – Spec. Publ. geol. Soc. London 45.
- DÖSSEGGER, R. (1974): *Verrucano und Buntsandstein in den Unterengadiner Dolomiten*. – Diss. ETH Zürich.
- EBERLI, G. P. (1985): *Die jurassischen Sedimente in den ostalpinen Decken Graubündens. Relikte eines passiven Kontinentalrandes*. – Diss. ETH Zürich.
- (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). – *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 175–214.
- EICHENBERGER, U. (1986): *Die Mitteltrias der Silvretta-Decke (Ducankette und Landwassertal, Ostalpin)*. – Mitt. geol. Inst. Univ. Zürich [N.F.] 252.
- ESCHER [VON DER LINTH], A. & STUDER, B. (1839): *Geologische Beschreibung von Mittel-Bündten*. – N. Denkschr. Schweiz. natf. Ges. III, 5–55.
- ESCHER, F. (1921): *Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und Piz Kesch*. – Jber. naturf. Ges. Graub. LX, 5–55.
- EUGSTER, H. (1923): *Geologie der Ducangruppe (Gebirge zwischen Albula und Landwasser)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 49/III.
- FARYAD, S. W., MELCHER, F., HOINKES, G., PUHL, J., MEISL, T. & FRANK, W. (2002): *Relics of eclogite-facies metamorphism in the Austroalpine basement, Hochgrössen (Speik Complex), Austria*. – *Mineral. Petrol.* 74, 49–73.
- FASANI, L. & STALDER, E. (1998): *Gotschnatunnel: Planung unter den Aspekten Geologie, Hydrologie, Betrieb und Umwelt*. – Schweiz. Ing. Architekt 116/19, 329–331.
- FERREIRO MÄHLMANN, R. (1994): *Zur Bestimmung von Diagenesehöhe und beginnender Metamorphose – Temperaturgeschichte und Tektonogenese des Austroalpins und Südpenninikums in Vorarlberg und Mittelbünden*. – *Frankfurter geowiss. Arb.*, (C) 14, 1–498 (Diss. Univ. Frankfurt a. M.).
- (1995): *Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitritreflexion und Illit-«Kristallinität» in Mittelbünden und im Oberhalbstein, Teil 1: Bezüge zur Stockwerktektonik*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 75/1, 85–122.
- (1996): *Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitritreflexion und Illit-«Kristallinität» in Mittelbünden und im Oberhalbstein, Teil 2: Korrelation kohlenpetrographischer und mineralogischer Parameter*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 76/1, 23–46.
- (2001): *Correlation of very low grade data to calibrate a thermal maturity model in a nappe tectonic setting, a case study from the Alps*. – *Tectonophys.* 334, 1–33.
- FERREIRO MÄHLMANN, R. & GIGER, M. (2012): *The Arosa zone in Eastern Switzerland: oceanic, sedimentary burial, accretional and orogenic very low- to low grade patterns in a tectono-metamorphic mélange*. – *Swiss J. Geosci.* 105/2, 203–233. DOI 10.1007/s00015-012-0103-7.
- FINGER, W. (1978): *Die Zone von Samaden (Unterostalpine Decken, Graubünden) und ihre jurassischen Brekzien*. – Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 224.
- FITZE, M. (2009): *Der spätglaziale Grossdavosersee und Spuren dessen Ausbruchs. Untersuchungen an den Megaripplern bei Filisur*. – Masterarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- FLISCH, M. (1981): *Geologie und Petrographie der Rotbuelgruppe*. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1986): *Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide*. – *Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 52/123, 23–49.
- (1987): *Geologische, petrographische und isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des Silvrettakristallins*. – Diss. Univ. Bern (unpubl.).

- FRANK, S. M. (1986): Die Raibl-Gruppe und ihr Liegendes im Oberostalpin Graubündens: die Entwicklung einer evaporitischen Karbonatplattform unter wechselnden Klimabedingungen: transgressive «events» und frühcarnischer Vulkanismus. – Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 269.
- FRAPOLLI, G. (1973): Petrografia della regione del passo della Flüela (Grigioni). – Diss. Univ. Fribourg.
- (1975): Petrografia della regione del passo della Flüela. – Boll. svizz. Mineral. Petrogr. 55, 307–364.
- FREI, F. (1925): Geologie der östlichen Bergünnerstöcke (Piz d'Aela und Tinzenhorn, Graubünden). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 49/VI.
- FREI, R., BIINO, G. G., & PROSPERT, C. (1995): Dating a Variscan pressure-temperature loop with staurolite. – *Geology* 23/12, 1095–1098.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1984): Gneis-Amphibolitfolgen und kaledonische Orogenese im ostalpiner Kristallin. – Fortschr. Miner. 62, Beih. 1, 67–68.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F., BRÖCKER, M., BRÜCKMANN, W. & HAISS, N. (1987): Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement within the Austroalpine basement complex. In: FLÜGEL, H. W., SASSI, F. P. & GRECUCLA, P. (Ed.): Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts (p. 209–226). – Alfa, Bratislava.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – *Geol. Rdsch.* 73/1, 47–68.
- 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, 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.
- FRÜH-GREEN, G. L., WEISSERT, H. & BERNOULLI, D. (1990): A multiple fluid history recorded in Alpine ophiolites. – *J. geol. Soc. London* 147, 959–970.
- FUCHS, G., KURAT, G. & NTAFLÖS, T. (1986): Ein Peridotit-Vorkommen im Silvretta-Kristallin südlich von Galtür. – *Jb. geol. Bundesanst., Wien* 129/2, 283–290.
- FURRER, H. [Ed.], AEMISSEGGER, B., EBERLI, G., EICHENBERGER, U., FRANK, S., NAEF, H. & TRÜMPY, R. (1985): Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland (25th–29th August 1985). – Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 248.
- GEBAUER, D. (1993): The Pre-Alpine evolution of the continental crust of the Central Alps – an overview. In: RAUMER, J. F. VON & NEUBAUER, F. (Ed.): Pre-Mesozoic geology in the Alps (p. 93–117). – Springer, Berlin, Heidelberg.
- GEBAUER, D., QUADT, A., COMPSTON, W., WILLIAMS, I. S. & GRÜNENFELDER, M. (1988): Archaean zircons in a retrograded, Caledonian eclogite of the Gotthard Massif (Central Alps, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68, 485–490.
- GEES, R. A. (1955): Geologie von Klosters. – Diss. Univ. Bern.
- (1956): Ein Beitrag zum Ophiolith-Problem – behandelt an einigen Beispielen aus dem Gebiet von Klosters-Davos (Graubünden). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 36, 454–488.
- GIGER, M. (1985): Petrographisch-geologische Untersuchungen der Davoser Dorfberg-Decke und ihrer benachbarten tektonischen Einheiten im Gebiet Weissfluhjoch-Schaffläger-Dorfberg (Davos: Kt. Graubünden). – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- GRAF, K. A. (1987): Geologische Untersuchung der Sedimente und Vulkanite der Landwasserkette zwischen Valbellahorn und Wiesen (Graubünden). – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).

- GRAF, K. A. (1992): A geodynamic comparison of Late Variscan volcanism in the Alpine fold belt and Tertiary to Cenozoic volcanism of the Cordilleran fold belt in the Western United States. – Diss. Univ. Bern.
- GRAMANN, A. (1899): Ueber die Andalusitvorkommnisse im rätschen Flüela- und Scalettagebiet und die Färbung der alpinen Andalusite. – Diss. Univ. Zürich u. Vjschr. natf. Ges. Zürich *XLIV*.
- GRANT, J. A. (1986): The Isocon diagram – a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. – *Econ. Geol.* *81*, 1976–1982.
- GRAUERT, B. (1966): Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). – *Earth Planet. Sci. Lett.* *1*, 139–147.
- (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvrettakristallins aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – Diss. Univ. Bern.
- GRAUERT, B. & ARNOLD, A. (1968): Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). – *Contr. Mineral. Petrol.* *20*, 34–56.
- GREEN, T. H. (1977): Garnet in silicic liquids and its possible use as a P-T indicator. – *Contr. Mineral. Petrol.* *65*, 59–67.
- GRUNER, U. (1976): Geologie der Falknis-Glegghorn-Gebiets (W-Rhätikon), Graubünden. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1980): Die Jura-Breccien der Falknis-Decke und die paläogeographischen Bezeichnungen zu altersäquivalenten Breccien im Bündner Querschnitt. – Diss. Univ. Bern.
- (1981): Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 154*.
- HABLER, G. & THÖNI, M. (2001): Preservation of Permo-Triassic low pressure assemblages in the Cretaceous high-pressure metamorphic Saualpe crystalline basement (Eastern Alps, Austria). – *J. metam. Geol.* *19*, 679–697.
- HÄFNER, W. (1924): Geologie des südöstlichen Rätikon (zwischen Klosters und St. Antönien). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 54/I*.
- HELLERMANN, B. E. (1990): Geochemistry of Diabase Dikes of the Silvretta (Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *70/1*, 109–114.
- HELLERMANN FURRER, B. E. (1992a): Petrographic, geochemical and isotopic studies of diabase dykes of the Swiss Silvretta nappe. – Diss. Univ. Freiburg.
- (1992b): Rb-Sr and Sm-Nd data from diabase dykes of the Swiss Silvretta basement. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *72/3*, 315–324.
- HENRICH, C. (1993): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in der Kössen-Formation (Obere Trias) der westlichen Ostalpen und angrenzender Südalpengebiete. – *Bochumer geol. u. geotech. Arb.* *40*.
- HESSE, R. (1973): Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. – *Geol. Paleontol., Sonderbd.* *2*.
- HITZ, L. & PFIFFNER, O. A. (1997): Geologic interpretation of the seismic profiles of the Eastern Traverse (lines E1 – E3, E7 – E9): eastern Swiss Alps. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEIZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A. (Ed.): Deep structure of the Swiss Alps. Results of NFP 20 (p. 73–100). – Birkhäuser, Basel.
- HOEK, H. (1903): Geologische Untersuchungen im Plessurgebirge um Arosa. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* *13*, 56–70.
- Hoernes, S. (1971): Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. – *Tscherm. miner. petrogr. Mitt.* *15*, 56–70.

- HSÜ, K. J. (1968): Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 79, 1063–1074.
- (1973): The odyssey of geosyncline. In: GINSBURG, R. N. (Ed.): *Evolving Concepts in Sedimentology* (p. 66–92). – John Hopkins Univ. Stud. in Geol. 21.
- (1974): Melanges and their distinction from olistostromes. In: DOTT, R. H. Jr. & SHAVER, R. H. (Ed.): *Modern and ancient geosynclinal sedimentation* (p. 321–333). – *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.* 19.
- HUNZIKER, P. (1998): Petrographie und Geologie des nördlichen Vernelatales (Silvretta-Kristallin, Graubünden, Schweiz). – *Diplomarb. Univ. Freiburg* (unpubl.).
- HÜRZELER, J. P. (2003): Geologie und Petrographie im Val Lavinuoz, Graubünden (Schweiz). – *Diplomarb. Univ. Freiburg* (unpubl.).
- JÄGER, E. (1962): Rb-Sr age determinations on micas and total rocks from the Alps. – *J. Geophys. Res.* 67, 5293–5306.
- JÄGER, E., GEISS, J., NIGGLI, E., STRECKEISEN, A., WENK, E. & WÜTHRICH, H. (1961): Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 41, 255–272.
- KAESER, B. (2002): Geologie und Petrographie des Val Pülschezza. – *Diplomarb. Univ. Freiburg* (unpubl.).
- KASPER, H. U. (1989): Contribution to the geochemistry and origin of the metalamprophyric dikes of the Mönchalp granite (Silvretta, Switzerland). – *Z. Angew. Geol.* 35/5, 135–142.
- KELLER, F. (1993): Geologie des Zugwald- und Vereinatunnels. Referate Studententagung 1993, Davos. – *SIA Dokumentation* D0113.
- KELLER, F. & LOCHER, T. (1994): Die Geologie des Zugwald- und des Vereinatunnels. – *Schweiz. Ing. Architekt* 112/44, 892–896.
- KOBLER, E. (1994): Die späteiszeitlichen Gletscherstände im Prättigau. – *Jber. natf. Ges. Graub.* 107, 45–128.
- KOBLER, E. & ZWAHLEN, P. (2000): Quartärgeologische Originalkartierung am Nordrand der Blätter Arosa und Davos, 1:12 500. – *Kartenmskr. Arch. Landesgeol.* 513 (unpubl.).
- KÖPPEL, V., HANSMANN, W. & MAGGETTI, M. (1997): Pb isotope and trace element signatures of polymetamorphic rocks from the Silvretta nappe, a comparison. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 77/3, 325–335.
- KRÄHENBÜHL, R. (1984): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der Silvretta-Masse vom Flüela-Weisshorn zu Gorihorn und Rosställispitz (Kanton Graubünden). – *Lizentiatarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- LADENHAUF, C., ARMSTRONG, R. A., KONZETT, J. & MILLER, C. (2001): The timing of the pre-alpine HP-metamorphism in the Eastern Alps: constraints from U-Pb SHRIMP dating of eclogite zircons from the Austro-alpine Silvretta nappe. – *Geol.-paläont. Mitt. Innsbruck* 25, 131.
- LEUPOLD, W. (1922): Der Gebirgsbau des unteren Landwassertales in Mittelbünden. – *Jb. phil. Fak. II, Univ. Bern* (Diss. Univ. Bern).
- LIEBETRAU, V. (1996): Petrographie, Geochemie und Datierung der «Flüelagranitischen Assoziation» (sog. Jüngere Orthogneise) des Silvrettakristallins, Graubünden Schweiz. – *Diss. Univ. Freiburg*.
- LIEBETRAU, V. & NÄGLER, T. (1994): Geochronologische und geochemische Diskussion der sogenannten «Flüelagranitischen Assoziation» des Silvrettakristallins (Graubünden/Schweiz). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/2, 265–268.
- LIEBETRAU, V., POLLER, U., TODT, W. & MAGGETTI, M. (1996): Geochronological studies on eclogites of the Silvretta Nappe/Central Alps. – *Mitt. österr. mineral. Ges.* 141, 136–137.

- LINIGER, M. (1992): Der ostalpin-penninische Grenzbereich im Gebiet der nördlichen Margna-Decke (Graubünden, Schweiz). – Diss. ETH Zürich.
- LINIGER, M. & NIEVERGELT, P. (1990): Stockwerktektonik im südlichen Graubünden. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 70/1, 95–101.
- LOCHER, T. & KOBEL, M. (1995): Zugwaldtunnel. TBM-Vortrieb, Los T4a. – Geol. Schlussber. Geologem. Vereinalinie z.Hd. Rhätische Bahn, Ber.-Nr. 3733-36.
- (2000): Zugwaldtunnel. Lockergesteinsstrecken, Lose T1a und T1b. – Geol. Schlussber. Geologem. Vereinalinie z.Hd. Rhätische Bahn, Ber.-Nr. 3733-37.
- (2002): Vereinatunnel. – Geol. Schlussber. Geologem. Vereinalinie z.Hd. Rhätische Bahn, Ber.-Nr. 3733-57.
- LORENZ, T. (1901): Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Facies. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 12.
- LÜDIN, P. (1987) Flysche und tektonische Melanges im südpenninisch/unterostalpinen Grenzbereich (Arosa-Zone; Mittelbünden und Rätikon, Schweiz). – Diss. Univ. Basel (unpubl.).
- LUGEON, M. (1901): Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. – Bull. Soc. géol. France (4) 1.
- MAGGETTI, M. (1986): Petrographische Kriterien zur Alterstellung des Hochdruckereignisses in der Silvrettamasse. – Fortschr. Mineral. 64/1, 103.
- MAGGETTI, M. & FLISCH, M. (1993): Evolution of the Silvretta Nappe. In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Ed.): Pre-Mesozoic geology in the Alps (p.469–484). – Springer, Berlin, Heidelberg.
- MAGGETTI, M., FLISCH, M. & BOLLIN, R. (1990a): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Westrand des Unterengadiner Fensters (11.–14.9.1989). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 70/1, 121–157.
- MAGGETTI, M. & GALETTI, G. (1984): Chemie und geotektonische Position von Metabasiten aus dem Südosten der Silvretta (Schweiz). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 64, 423–450.
- (1988): Evolution of the Silvretta eclogites: metamorphic and magmatic events. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 68, 467–484.
- MAGGETTI, M., GALETTI, G. & STOSCH, H. G. (1987): Eclogites from the Silvretta Nappe (Switzerland): Geochemical constraints on the nature and geotectonic setting of their protoliths. – Chem. Geol. 64, 319–334.
- (1990b): Geochemische Argumente zur Genese der «Älteren Orthogneise» der Silvretta. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 70/1, 103–107.
- MAIR, V., NOCKER, C. & TROPPER, P. (2007): Das Ortler-Campo-Kristallin in Südtirol. – Mitt. österr. mineral. Ges. 153, 219–240.
- MAISCH, M. (1977): Glazialmorphologische Untersuchungen im Raume Sertigtal. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – Diss. Univ. Zürich.
- (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. – Geographica helv. 37/2, 93–104.
- MANATSCHAL, G., MÜNTENER, O., DESMURS, L. & BERNOULLI, D. (2003): An ancient ocean-continent transition in the Alps : the Totalp, Err-Platta, and Malenco units in the eastern Central Alps (Graubünden and northern Italy) [Excursion of the Swiss Geological Society, September 20 to 24, 2002]. – Eclogae geol. Helv. 96/1, 131–146.
- MANATSCHAL, G. & NIEVERGELT, P. (1997): A continent-ocean transition recorded in the Err and Platta nappes (Eastern Switzerland). – Eclogae geol. Helv. 90/1, 3–27.

- MATEEVA, T., WOLFF, G. A., MANATSCHAL, G., PICAZO, S., KUSZNIR, N. J. & WHEELER, J. (2017): Preserved organic matter in a fossil Ocean Continent Transition in the Alps: the example of Totalp, SE Switzerland. – *Swiss J. Geosci.* 110/2, 457–478.
- MELCHER, F., MEISEL, T., PUHL, J. & KOLLER, F. (2002): Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry. – *Lithos* 65, 69–112.
- MERCOLLI, I., BIINO, G. G. & ABRECHT, J. (1994): The lithostratigraphy of the pre-Mesozoic basement of the Gotthard massif: a review. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/1, 29–40.
- MICHAEL, G. (1985): Geologie und Petrographie im Macun (Unterengadin). – Diplomarb. Univ. Freiburg (unpubl.).
- MILNES, A. G. & SCHMUTZ, H.-U. (1978): Structure and history of the Suretta nappe (Pennine zone, Central Alps) – a field study. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 19–33.
- MOHN, G., MANATSCHAL, G., MÜNTENER, O., BELTRANDO, M. & MASSINI, E. (2010): Unravelling the interaction between tectonic and sedimentary processes during lithospheric thinning in the Alpine Tethys margins. – *Int. J. Earth Sci.* 99/1, 75–101. DOI: 10.1007/s00531-010-556-6.
- MÜLLER, B. (1989): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der Silvretta-Decke im Gebiet Ober Silvretta bis Chremerchöpf (Kanton Graubünden). Zirkonmorphologische Untersuchungen an Orthogneisen des Silvrettakristallins. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- MÜLLER, B., KLÖTZLI, U. & 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, 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, 822–831.
- MÜNTENER, O., MANATSCHAL, G., DESMURS, L. & PETTKE, T. (2010): Plagioclase peridotites in ocean-mantle transitions: refertilized mantle domains generated by melt stagnation in the shallow mantle lithosphere. – *J. Petrol.* 51, 255–294.
- MÜNTENER, O., PETTKE, T., DESMURS, L., MEIER, M. & SCHALTEGGER, U. (2004): Refertilization of mantle peridotite in embryonic ocean basins: trace element and Nd isotopic evidence and implications for crust-mantle relationships. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 211, 293–308.
- NAGEL, T. (2006): Structure of Austroalpine and Penninic units in the Tilisuna area (Eastern Rätikon, Austria): Implications for the paleogeographic position of the Allgäu und Lechtal nappes. – *Eclogae geol. Helv.* 99, 223–235.
- NÄNNY, P. (1948): Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. – Diss. Univ. Zürich.
- NILIUS, N.-P., FROITZHEIM, N., NAGEL, T. J., TOMASCHEK, F. & HEUSER, A. (2016): The Schwarzhorn Amphibolite (Eastern Rätikon, Austria): an Early Cambrian intrusion in the Lower Austroalpine basement. – *Geol. Carpathica* 67/2, 121–132.
- OBERHÄNSLI, R., BOUSQUET, R., ENGI, M., GOFFE, B., GOSSO, G., HANDY, M., KOLLER, F., LARDEAUX, J. M., POLINO, R., ROSSI, P., SCHUSTER, R., SCHWARTZ, S., SPALLA, I. E., AGARD, P., BABIST, J., BERGER, A., BERTLE, R., BUCHER, S., BURRI, T., HEITZMANN, P., HOINKES, G., JOLIVET, L., KELLER, L., LINNER, M., LOMBARDO, B., MARTINOTTI, G., MICHARD, A., PESTAL, G., PROYER, A., RANTISCH, G., ROSENBERG, C., SCHRAMM, J., SÖLVA, H., THÖNI, M. & ZUCALI, M. (2004): Metamorphic structure of the Alps 1:100000, CGMW, Paris.
- OBERLI, F., MEIER, M. & BIINO, G. G. (1994): Time constraints on the pre-Variscan magmatic/metamorphic evolution of the Gotthard and Tavetsch units derived from single-zircon U-Pb results. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74, 483–488.

- OTT, E. (1925): Geologie der westlichen Bergünnerstöcke (Pit Michèl und Piz Toissa, Graubünden). – Beitr. geol. Karte Schweiz, [N.F.], 49/V.
- OTT, W.F. (1969): Zur Geologie des Sulzfluhkalkes (Malm) in Graubünden und Vorarlberg. – Diss. Tech. Hochsch. Darmstadt (unpubl.).
- PALACHE, C., BERMAN, H. & FRONDEL, C. (1951): Dana's system of mineralogy. Vol.2, 7th Ed., Wiley, New York.
- PASTEELS, P. (1964): Mesures d'âges sur les zircons de quelques roches des Alpes. – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 44, 519–541.
- PETERS, T. (1963): Mineralogie und Petrographie des Totalpsersperntinitis bei Davos. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 43, 531–685.
- PETERS, T. & DIETRICH, V.J. (2008): Blatt 1256 Bivio. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. 124.
- PETERS, T. & STETTLER, A. (1987): Radiometric age, thermobarometry and mode of emplacement of the Totalp peridotite in the Eastern Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 67/3, 285–294.
- PIFFNER, O. A. (1977): Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Diss. ETH Zürich.
- (2009): Geologie der Alpen. – utb / Haupt Verlag, Bern, Stuttgart, Wien.
- (2015): Geologie der Alpen. – utb / Haupt Verlag, Bern, 3. Aufl.
- PIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. [Ed.] (1997): Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20. – Birkhäuser, Basel.
- PICAZO, S., MANATSCHAL, G., CANNAT, M. & ANDRÉANI, M. (2013): Deformation associated to exhumation of serpentinized mantle rocks in a fossil ocean continent transition: The Totalp unit in SE Switzerland. – Lithos 175–176, 255–271.
- PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF, C. (1987): Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff. – Enke, Stuttgart.
- POLLER, U. (1994a): Petrographie, Geochemie und Datierung der Augengneise Typ Mönchalp (Ältere Orthogneise) des Silvrettakristallins, Graubünden–Schweiz. – Diss. Univ. Freiburg.
- (1994b): Der Mönchalpgneis der Silvrettadecke (Graubünden): Geochemie und Sm-Nd-Modellalter. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/2, 269–272.
- (1997): U-Pb single zircon study of gabbroic and granitic rocks of Val Barlas-ch (Silvretta nappe, Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 77/3, 351–359.
- POLLER, U., LIEBETRAU, V. & TODT, W. (1997a): U-Pb single-zircon dating under cathodoluminescence control (CLC-method): application to polymetamorphic orthogneisses. – Chem. Geol. 139, 287–297.
- POLLER, U., NÄGLER, T. F., LIEBETRAU, V. & GALETTI, G. (1997b): The Mönchalpogneis – Geochemical characteristics and Sm-Nd data of a polymetamorphic S-type granitoid (Silvretta nappe/Switzerland). – Europ. J. Mineral. 9, 411–422.
- PROBST, J. (2010): Die historischen Schmelzanlagen der Region Klosters Serneus. – Bergknappe 2, 6–15.
- PROSPERT, C. (1997): Formation et évolution des veines et agrégats de quartz à Al₂SiO₅ de la Silvretta – Etude pétrostructurale et des inclusions fluides. – Diss. Univ. Fribourg.
- PROSPERT, C. & BIINO, G. G. (1996): Fast Variscan anticlockwise P-T-t path in the Eastern Alps: evidence from metasedimentary rocks and metamorphic veins of the Silvretta thrust sheet. – Geodin. Acta 9/1, 234–256.
- RAUMER, J. F. VON (1998): The Palaeozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea. – Geol. Rdsch. 87, 407–435.

- RAUMER, J. F. VON, BUSSY, F., SCHALTEGGER, U., SCHULZE, B. & STAMPFLI, G. M. (2013): Pre-Meozoic Alpine basements – Their place in the European Paleozoic. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 125/1–2, 879–108.
- RAUMER, J. F. VON, STAMPFLI, G. M., BOREL, G. & BUSSY, F. (2002): Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin. – *Int. J. Earth Sci.* 91, 35–52.
- RAUMER, J. F. VON, STAMPFLI, G. M. & BUSSY, F. (2003): Gondwana-derived microcontinents – the constitution of the Variscan and Alpine collisional orogens. – *Tectonophysics* 365, 7–22.
- RAYMOND, L. A. (1975): Tectonite and melange – a distinction. – *Geology* 3, 7–9.
- (1984): Classification of Melanges. In: RAYMOND, L. A. (Ed.): *Melanges: Their nature, origin and significance* (p. 7–20). – *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.* 198.
- REGLI, C., KLEBOTH, P., EICHENBERGER, U., SCHMASSMANN, S., NYFELER, P. & BOLAY, S. (2014): First insights in the prospection and characterisation of the aquifer of the Arosa Dolomites, Switzerland. – *Grundwasser* 19/1, 29–38.
- RING, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1988): Plate-boundary kinematics in the Alps: Motion in the Arosa suture zone – *Geology* 16/8, 696–698.
- ROTHPLETZ, A. (1895): Über das Alter der Bündner Schiefer. – *Z. dtsh. geol. Ges.* 47, 1–56.
- (1899): Über den Rhätikon und die grosse rhätische Überschiebung. – *Z. dtsh. geol. Ges.* 51/c, 86–94.
- (1902): *Geologischer Führer durch die Alpen, Teil I: Das Gebiet der zwei grossen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin.* – *Sammlg. geol. Führer X, Borntraeger, Berlin.*
- SALIS, C. U. VON (1806a): Über den Bergbau in Bünden. – *Neuer Sammler (Chur)* 2/1, 491–562.
- (1806b): *Die Landschaft Davos.* – *Alpina.*
- SCHALTEGGER, U. (1993): The evolution of the polymetamorphic basement in the Central Alps unravelled by precise U-Pb zircon dating. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 113, 466–478.
- SCHALTEGGER, U., ABRECHT, J. & CORFU, F. (2003): The Ordovician orogeny in the Alpine basement: Constraints from geochronology and geochemistry in the Aar Massif (central Alps). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 83, 183–195.
- SCHALTEGGER, U. & GEBAUER, D. (1999): Pre-Alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79, 79–87.
- 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, 337–350.
- SCHARDT, H. (1898). *Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrande der Schweizeralpen.* – *Eclogae geol. Helv.* 5/4, 233–250.
- SCHÄTTI, H. (1951): *Geologie des Fürstentums Liechtenstein, 1. Teil: Geologie des östlichen Gebietes (Samina-Malbun und Valorsch-Tal).* – *Hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein, Vaduz.*
- SCHLÜCHTER, C. [Kompil.] (2009): *Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500 000.* – *GeoKarten 500, Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Wabern.*
- SCHMID, S., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine origin. – *Eclogae geol. Helv.* 97/1, 93–117.
- SCHMOCKER, M. (1998): *Petrographie und Geologie des südlichen Vernelatales (Silvrettakristallin, Graubünden, Schweiz).* – *Diplomarb. Univ. Freiburg (unpubl.).*
- SCHULZ, B., STEENKEN, A. & SIEGSMUND, S. (2008): Geodynamic evolution of an Alpine terrane – The austroalpine basement to the south of the Tauern Window as a part of the Adriatic plate (eastern Alps). In: SIEGSMUND, S., FÜGENSCHUH, B. & FROITZHEIM, N. (Ed.): *Tectonic aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System* (p. 5–44). – *Spec. Publ. geol. Soc. London* 298.

- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine-Southalpine realm. – *Mitt. Ges. Geol.-u. Bergbaustud. Österr.* 45, 111–141.
- SCHWEINEHAGE, R. (2000): Metamorphite der Silvrettadecke/Ostalpen: Thermobarometrische und geochemische Untersuchungen zur präalpidischen Entwicklung, Teil A & B. – *Diss. Univ. Stuttgart.*
- SCHWEINEHAGE, R. & MASSONNE, H.-J. (1999): Geochemistry and metamorphic evolution of metabasites from the Silvretta nappe, Eastern Alps. – *Mem. Sci. Geol. Univ. Padova* 51/1, 191–203.
- SCHWIZER, B. (1975): Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im Triesner Flysch. – *Lizentiatsarb. Univ. Bern.*
– (1983): Die Tristel-Formation. – *Diss. Univ. Bern.*
- SEIDLITZ, W. VON (1906): Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 16, 232–366.
- SIEGESMUND, S., HEINRICHS, T., ROMER, R. L. & DOMAN, D. (2007): Age constraints on the evolution of the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window. – *Int. J. Earth Sci.* 96, 415–432.
- SPAENHAUER, F. (1932): Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe (Graubünden). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 12, 27–146.
– (1933): Die Andalusit- und Disthenvorkommen der Silvretta. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 13, 323–346.
- SPAENHAUER, F., BEARTH, P., CADISCH, J. & WENK, E. (1940): Blatt Ardez (SA 420) [LK 1198 Silvretta]. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000. Karte 14.
- SPITZ, A. & DYRENFURTH, G. (1913): Ducan-Gruppe, Plessur-Gebirge und die Rhätischen Bogen. – *Ecolgae geol. Helv.* 12/4, 479–498.
- STAHEL, A. H. (1926): Geologische Untersuchungen im nordöstlichen Rätikon. – *Diss. Univ. Zürich.*
- STAMPFLI, G. M., HOCHARD, C., VÉRARD, C., WILHELM, C. & RAUMER, J. VON (2013): The formation of Pangea. – *Tectonophys.* 593, 1–19.
- STAMPFLI, G. M. & MOSAR, J. (1999): The making and becoming of Apulia. – *Mem. Sci. Geol.* 51, 141–154.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 52.
- STEINMANN, G. (1895): Geologische Beobachtungen in den Alpen, Teil I: Das Alter der Bündner Schiefer. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 9/3, 1–19.
– (1897): Geologische Beobachtungen in den Alpen, Teil I: Das Alter der bündner Schiefer (Fortsetzung und Schluss). – *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 10/2, 21–98.
– (1905): Geologische Beobachtungen in den Alpen, Teil II: Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 15, 18–67.
- STEINMANN, M. (1994): Ein Beckenmodell für das Nordpenninikum der Ostschweiz. – *Jber. geol. Bundesanst. (Wien)* 137/4, 675–721.
- STRECKEISEN, A. (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 8, 87–239.
– (1948): Der Gabbrozug Klosters–Davos–Arosa. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 28, 195–214.
– (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks. – *N. Jb. Miner. Abh.* 107/2–3, 144–240.

- STRECKEISEN, A. (1974): Unpubl. Aufnahmeber., Schweiz. Geol. Komm.
 – (1986): Überblick über die Geologie der Landschaft Davos. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 53/123, 9–16.
- STRECKEISEN, A., GRAUERT, B. & PETERS, T. (1966): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Totalp-Serpentin. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 46/2, 704–722.
- STUDER, B. (1836): Die Gebirgsmasse von Davos in Graubünden. – Verh. schweiz. natf. Ges. u. N. Denkschr. 1, 55–56.
 – (1851): Geologie der Schweiz – Bd. 1: Mittelzone und südliche Nebenzone der Alpen. – Stämpfli u. Schulthess, Bern, Zürich.
- STUDER, B. & ESCHER [VON DER LINTH], A. (1853): Carte géologique de la Suisse. – Wurster & Co., Winterthur.
- STUDER, W. (1979): Der Klosterser Bergbau. – Bergknappe 9, 18–21.
- THEOBALD, G. (1864): Geologische Beschreibung von Graubünden (Nordöstliche Gebirge von Graubünden). – Beitr. geol. Karte Schweiz 2.
- THIERRIN, J. (1982): Géologie et pétrographie du Val Sarsura (Grisons). – Trav. Diplôme Univ. Fribourg (inéd.).
 – (1983): Les éclogites et le complexe gabbroïque du Val Sarsura (Silvretta). – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 63/2–3, 479–496.
- THÖNI, M. (1981): Degree and evolution of the alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determination on micas. – Jb. geol. Bundesanst., Wien 124/1, 111–174.
 – (2006): Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps – approaches, results, interpretations: a review. – Mineral. Petrol. 88/1, 123–146.
- THUM, I. & NABHOLZ, W. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau–Lenzerheide und Oberhalbstein. – Beitr. geol. Karte Schweiz, [N.F.] 144.
- TROMMSDORFF, V., PICCARDO, G.B. & MONTRASIO, A. (1993): From magmatism through metamorphism to sea floor emplacement of subcontinental Adria lithosphere during pre-Alpine rifting (Malenco, Italy). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 73, 191–203.
- TRÜMPY, D. (1916): Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. – Beitr. geol. Karte Schweiz, [N.F.] 46/2.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps. – Bull. geol. Soc. Amer. 71, 843–908.
- TRÜMPY, R., FUMASOLI, M., HÄNNY, R., KLEMENZ, W., NEHER, J. & STREIFF, V. (1970): Aperçu général sur la géologie des Grisons. – C. R. Soc. géol. France. Fasc. 9, 1969/9, 330–364 u. 391–396.
- VÖGELE, A.E. (1976): Untersuchungen postglazialer Gletscherstände im Dischmatal (Davos, Kt. Graubünden). – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
 – (1984): Untersuchungen zur Geomorphologie und jungquartären Talgeschichte des Dischma (Davos, Kt. Graubünden). – Diss. Univ. Zürich (unpubl.).
- VONLANTHEN, P. (2000): Géologie et pétrographie du Schlappintal-E (Grisons, CH). – Trav. Diplôme Univ. Fribourg (inéd.).
- VUAGNEUX, R. (1976): Untersuchungen der spät- und postglazialen Gletscherstände im Raume Flüelapass. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
 – (1983): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet Flüelapass (Kt. Graubünden). – Diss. Univ. Zürich (unpubl.).

- WEBER, H.P. (1976): Die Basis der ostalpinen Decken südöstlich Langwies (Schanfigg/GR). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- WEH, M. (1998): Tektonische Entwicklung der penninischen Sediment-Decken in Graubünden (Prättigau bis Oberhalbstein). – Diss. Univ. Basel (unpubl.).
- WEH, M. & FROITZHEIM, N. (2001): Penninic cover nappes in the Prättigau half-window (Eastern Switzerland): Structure and tectonic evolution. – *Eclogae geol. Helv.* 94/2, 237–252.
- WEISSERT, H. (1974): Die Geologie der Casanna bei Klosters. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
– (1975): Zur Geologie der Casanna bei Klosters. – *Eclogae geol. Helv.* 68/1, 222–229.
- WEISSERT, H. & BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. – *Geol. Rdsch.* 74, 665–679.
- WENK, E. (1934a): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 14, 196–278.
– (1934b): Der Gneiszug von Prä Putèr – Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta-Ötztal-Decke. – *Eclogae geol. Helv.* 27/1, 135–146.
– (1948): Ostalpinen und penninisches Kristallin. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 28, 761–770.
- WIEDERKEHR, M., BOUSQUET, R., SCHMID, S.M. & BERGER, A. (2008): From subduction to collision: thermal overprint of HP/LP meta-sediments in the north-eastern Lepontine Dome (Swiss Alps) and consequences regarding the tectono-metamorphic evolution of the Alpine orogenic wedge. – *Swiss J. Geosci.* 101, Suppl. 1, 127–155.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1976): Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 28, 459–469.
- WINKLER, W. (1988): Mid- to early Late Cretaceous flysch and melange formations in the western part of the Eastern Alps – Palaeotectonic Implications. – *Jb. geol. Bundesanst., Wien* 131, 341–389.
- WOKOEK, U. (1999): Petrographie, Geochemie und Geochronologie des Mönchalpgneises vom Hohen Rad, Silvretta (Österreich). – Diplomarb. Univ. Mainz (unpubl.).
- WYSS, R. & WIEDERKEHR, M. (2017): Blatt 1215 Thusis. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Erläut. 154.
- ZAUGG, A. (1987): Geologische Untersuchung der Sedimente und Vulkanite der Landwasserkette zwischen Sandhubel und Wiessen (Graubünden). – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- ZIEGLER, P.A. & STAMPFLI, G.M. (2001): Late Paleozoic to Early Mesozoic plate boundary reorganisation: collapse of the Variscan orogen and opening of Neotethys. In: CASSINIS, R. (Ed.): *The continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy) regional reports and general correlations* (p. 17–34). – *Annali Museo Civico Scienze Naturali, Brescia* 25.
- ZURBRIGGEN, R. (2015): Ordovician orogeny in the Alps: a reappraisal. – *Int. J. Earth Sci.* 104, 335–350.
- ZURBRIGGEN, R., FRANZ, L. & HANDY, M.R. (1997): Pre-Variscan deformation, metamorphism and magmatism in the Strona-Ceneri zone (southern Alps of northern Italy and southern Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 77, 361–380.
- ZURBRIGGEN, R., KAMBER, B.S., HANDY, M.R. & NÄGLER, T.F. (1998): Dating synmagmatic folds: a case study of Schlingen structures in the Strona-Ceneri Zone (southern Alps, northern Italy). – *J. metam. Geol.* 16, 403–414.
- ZWAHLEN, P. (2017a): Klimageschichte der späten Würmeiszeit im hinteren Prättigau. Funde von fossilen Hölzern aus den Baugruben der A28a Prättigauerstrasse zwischen Küblis und Serneus 1980 bis 2009, 14C-Datierungen und Holzartenbestimmungen. – *Ber. z.Hd. BTG Sargans* (unpubl.).

- ZWAHLEN, P. (2017b): Würmeiszeit und die Rückzugsstadien im Alpenrheintal. – Abstract Vol., 15th Swiss Geosci. Meeting, 328–329.
- ZWAHLEN, P. & KOBLER, E. (2004): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Quartärs im Prättigau, Blatt Schiers. – Arch. Landesgeol. (unpubl.).
- ZYNDEL, F. (1912): Über den Gebirgsbau Mittelbündens. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 4/1/1.

KARTENVERZEICHNIS

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, 2005.

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:500 000, Grundwasservorkommen

Bundesamt für Landestopografie, 2007.

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

Bundesamt für Landestopografie, 2009.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 4 St.Gallen–Chur, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1959.

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.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 9 Scaletta (SA 423), von P. BEARTH, H. EUGSTER, F. SPAENHAUER, A. STRECKEISEN & W. LEUPOLD, 1935.

Nr. 14 Ardez (SA 420), von F. SPAENHAUER, P. BEARTH, J. CADISCH & E. WENK, 1940.

Nr. 20 Zernez (SA 424), von H. H. BOESCH, J. CADISCH, W. HEGWEIN, F. SPAENHAUER & E. WENK, 1948.

Geologische Spezialkarten

Nr. 94A Geologische Karte von Mittelbünden, 1:25 000, Blatt Arosa, von J. CADISCH, 1922.

Nr. 94B Geologische Karte von Mittelbünden, 1:25 000, Blatt Davos, von J. CADISCH & W. LEUPOLD, mit Beiträgen von F. FREI und A. STRECKEISEN, 1928.

Nr. 94C Geologische Karte von Mittelbünden, 1:25 000, Blatt Lenzerhorn, von R. BRAUCHLI & T. GLASER, mit Beiträgen von J. CADISCH, H. EUGSTER und W. LEUPOLD, 1922.

Nr. 94D Geologische Karte von Mittelbünden, 1:25 000, Blatt Landwasser, von H. EUGSTER & W. LEUPOLD, mit Beiträgen von P. BEARTH, F. ESCHER und F. FREI, 1930.

Nr. 111 Geologische Karte des südöstlichen Rätikon, 1:25 000, von W. HÄFNER, 1924.

Weitere geologische Karten mit topographischer GrundlageWF WEH, M. & FROITZHEIM, N. (2001): Tektonische Karte des Prättigau-Halbfensters und Umgebung. In: Penninic cover nappes in the Prättigau half-window (Eastern Switzerland): Structure and tectonic evolution. – *Eclogae geol. Helv.* 94/2, 237–252.**Unpublizierte geologische Karten**

ALLEMANN, F. (1990): Geologische Karte des Weissfluhgebiets, 1:10 000. – Manuskrt.-Karte, Arch. Landesgeol.

BERLEPSCH, P. (1992): Geologische Karte des Jakobshorns–Wuosthorns, 1:10 000. – Diplomkartierung Univ. Freiburg, Arch. Landesgeol.

- BRUGGER, J. (1992): Carte géologique du Pisch, 1:10000 [Tschuggen–Pischahorn–Pischaboden]. – Diplomkartierung Univ. Freiburg, Arch. Landesgeol.
- CUANOUD, B. (1999): Carte géologique Vereina, 1:10000 [Gebiet Wisshorn–Vereina]. – Diplomkartierung Univ. Freiburg, Arch. Landesgeol u. Bibl. Geol. Inst. ETH Zürich.
- GEES, R.A. (1955): Geologische Karte des Gebiets Klosters–Davos, 1:10000. – Manusk.-Karte, Arch. Landesgeol.
- GIGER, R. (1985): Geologische Karte des Weissfluhjoch-, Schafläger- und Dorfberggebietes (Davos) 1:10000 – Lizentiatskartierung, Bibl. Geol. Inst. Univ. Bern.
- HUNZIKER, P. & SCHMOCKER, M. (1998): Geologisch-Petrographische Karte des Vernelatales (Kt. Graubünden, Schweiz), 1:10000 – Diplomkartierung Univ. Freiburg, Arch. Landesgeol.
- KOBLER, E. & ZWAHLEN, P. (2000): Quartärgeologische Karte am Nordrand der Blätter Arosa und Davos, 1:12500. – Manusk.-Karte, Arch. Landesgeol.
- KRÄHENBÜHL, R. (1984): Geologische Karte der Jöriseen (Flüelapass/Graubünden) 1:10000. – Lizentiatskartierung, Bibl. Geol. Inst. Univ. Bern.
- KRUYSE, H. (1981): Geologische Karte der Umgebung von Davos (Gebiet Chüpfenflue–Schiahorn), 1:25000. – Manusk.-Karte, Arch. Landesgeol.
- SCHWIZER, B. (1990): Geologische Karte des Weissfluhgebiets, 1:10000. – Manusk.-Karte, Arch. Landesgeol.
- WEBER, H.-P. (1976): Geologische Karte der Umgebung von Davos (Gebiet Chüpfenflue–Strela), 1:10000. – Diplomkartierung, Bibl. Geol. Inst. ETH Zürich.
- WEISSERT, H. (1974): Geologische Karte der Umgebung von Davos (Gebiet Grünhorn–Gotschnagrat), 1:10000 – Diplomkartierung, Bibl. Geol. Inst. ETH Zürich.

Topographische Karten

- | | |
|-----------|---|
| 1176–1178 | } Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25000 |
| 1196–1198 | |
| 1216–1218 | |

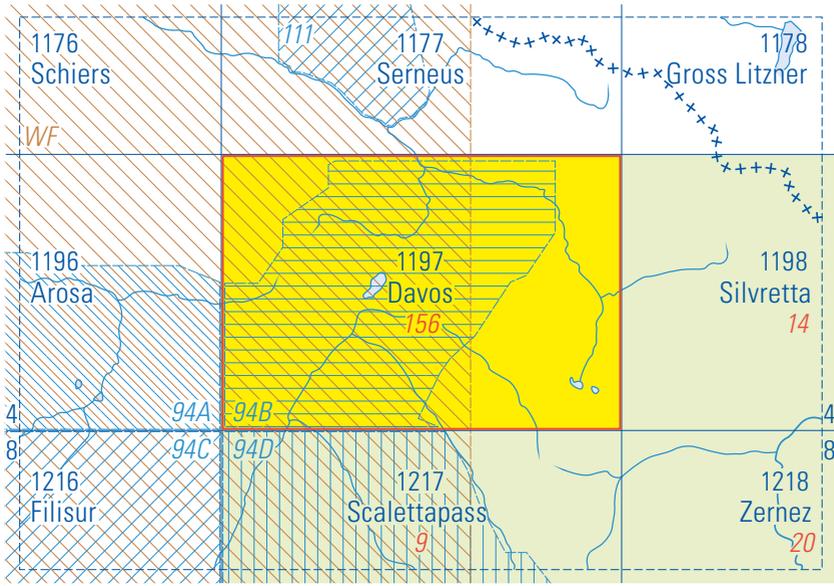
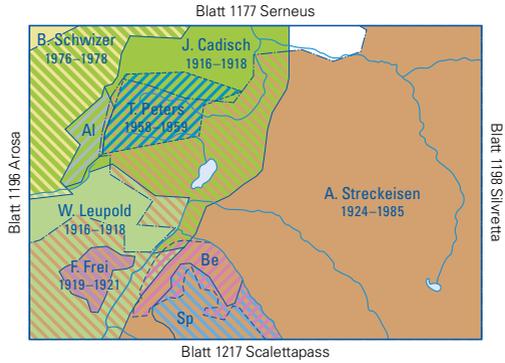
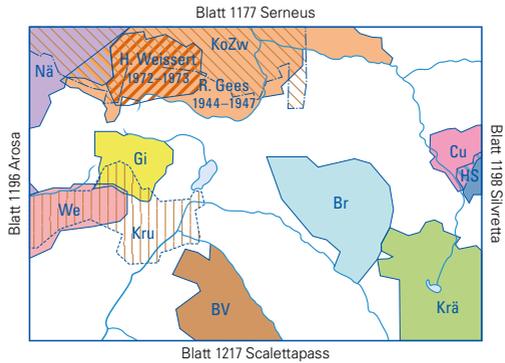


Fig. 27: Publierte geologische Karten mit topographischer Grundlage.



AI = F. Allemann (1990)

unter Berücksichtigung der geologischen Kartierungen von
 Be = P. Bearth (1928–1929), Sp = F. Spaenhauer (1927–1929)



BV = P. von Berlepsch-Valendas (1992), Br = J. Brugger (1992),
 Cu = B. Cuanoud (1998–1999), Gi = M. Giger (1981–1982), Krä = R. Krähenbühl (1980–1981),
 Kru = H. Kruysse (1973–1975), We = H.-P. Weber (1976)

unter Berücksichtigung der geologischen Kartierungen von
 HS = P. Hunziker und M. Schmocker (1996–1997), NÄ = P. Nänni (1941–1946),
 KoZw = E. Kobler und P. Zwahlen (1979–2004)

Kompilation, Teilrevision und Herstellung des Kartenoriginals
 B. Schwizer (1987–2004)

Gesamtrevision und Digitalisierung des Kartenoriginals
 A. Signer (2013–2016)

Fig. 28: Aufnahmegebiete

ANHANG

Anhang A: Übersicht der bestehenden chemischen Analysen verschiedener Gesteinstypen im Kristallin der ostalpinen Decken im Gebiet von Atlasblatt Davos (zusammengestellt von M. Maggetti).

| | ESCHER (1921) | STRECKEISEN (1928) | KRÄHENBÜHL (1984) | MAGGETTI & GALETTI (1984) | FLISCH (1987) | BOLLIN (1994) | GIGER (1985) | GRAF (1987, 1992) | BERLEFSCH (1992, 1996) | BRUGGER (1992) | HELLERMANN FÜRREK (1992 a) | LIEBETRAU (1996) | POLLER (1994 a) | M. Maggetti (unpubl. Daten) | Total |
|--|---------------|--------------------|-------------------|---------------------------|---------------|---------------|--------------|-------------------|------------------------|----------------|----------------------------|------------------|-----------------|-----------------------------|--------------|
| Biotit-Plagioklasgneis und Plagioklasknotengneis | | 2 | 9 | | 1 | 48 | 5 | | | | | | 11 | | 76 |
| Glimmerschiefer | | 1 | | | | | | | | 5 | | | | | 6 |
| Symplektitischer Granat-amphibolit | | | | | | | | | | | | | | 1 | 1 |
| Granatamphibolit | | | | | | | | | | | | | | 5 | 5 |
| Plagioklasamphibolit | 2 | | | 2 | | | | | | | | | 1 | 5 | 10 |
| Plagioklasknotenamphibolit | | | | | | 1 | | | | | | | | | 1 |
| Metaultramafitit | | | | | | | | | | | | | | 7 | 7 |
| Metagabbro | | 1 | | | | | 4 | | | | | | 12 | 1 | 18 |
| Metadiorit | | | | | | 4 | | | | 1 | | | | | 5 |
| Metagranodiorit | | | | | | | | | 15 | | | | | | 15 |
| Mönchalp-Augengneis | | 2 | | | 1 | | | | | 2 | | | 83 | | 88 |
| Metagranitischer Gang | | | | | | | | | 6 | | | | | | 6 |
| Flüela-Augengneis | 3 | 2 | 12 | | 13 | | | | 2 | 1 | | 4 | | | 37 |
| Frauenkirch-Augengneis | | | | | 2 | | | | 3 | | | | | 2 | 7 |
| Tschuggen-Augengneis | | | | | | 8 | | | | 5 | | 25 | | | 38 |
| Radönt-Augengneis | | | | | | | | | | | | 3 | 11 | | 14 |
| Sco-Alb-Gneis | | | | | | | | | | | | 4 | | | 4 |
| Güstizia-Gneis | | | | | | 5 | 2 | | 17 | 1 | | | | | 25 |
| Orthogneis i. Allg. | | | | | | | 6 | | | | | | | | 6 |
| Saurer Gang: Pegmatit | | | | | | | 4 | | | | | | | | 4 |
| Basischer Gang: Diabas | | | | | | | | | | | 17 | | | 1 | 18 |
| Kluftkarbonat | | | | | | | | | 3 | | | | | | 3 |
| Kataklasite | | | | | | | 2 | | | | | | | | 2 |
| Dazitischer Ignimbrit | | | | | | | | 34 | | | | | | | 34 |
| Total | 5 | 8 | 21 | 2 | 17 | 66 | 23 | 34 | 46 | 15 | 17 | 36 | 118 | 22 | 430 |

BEILAGEN

Tafel I: Tektonische Karte des penninisch-ostalpinen Grenzbereichs in Mittelbünden

Tafel II: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Davos

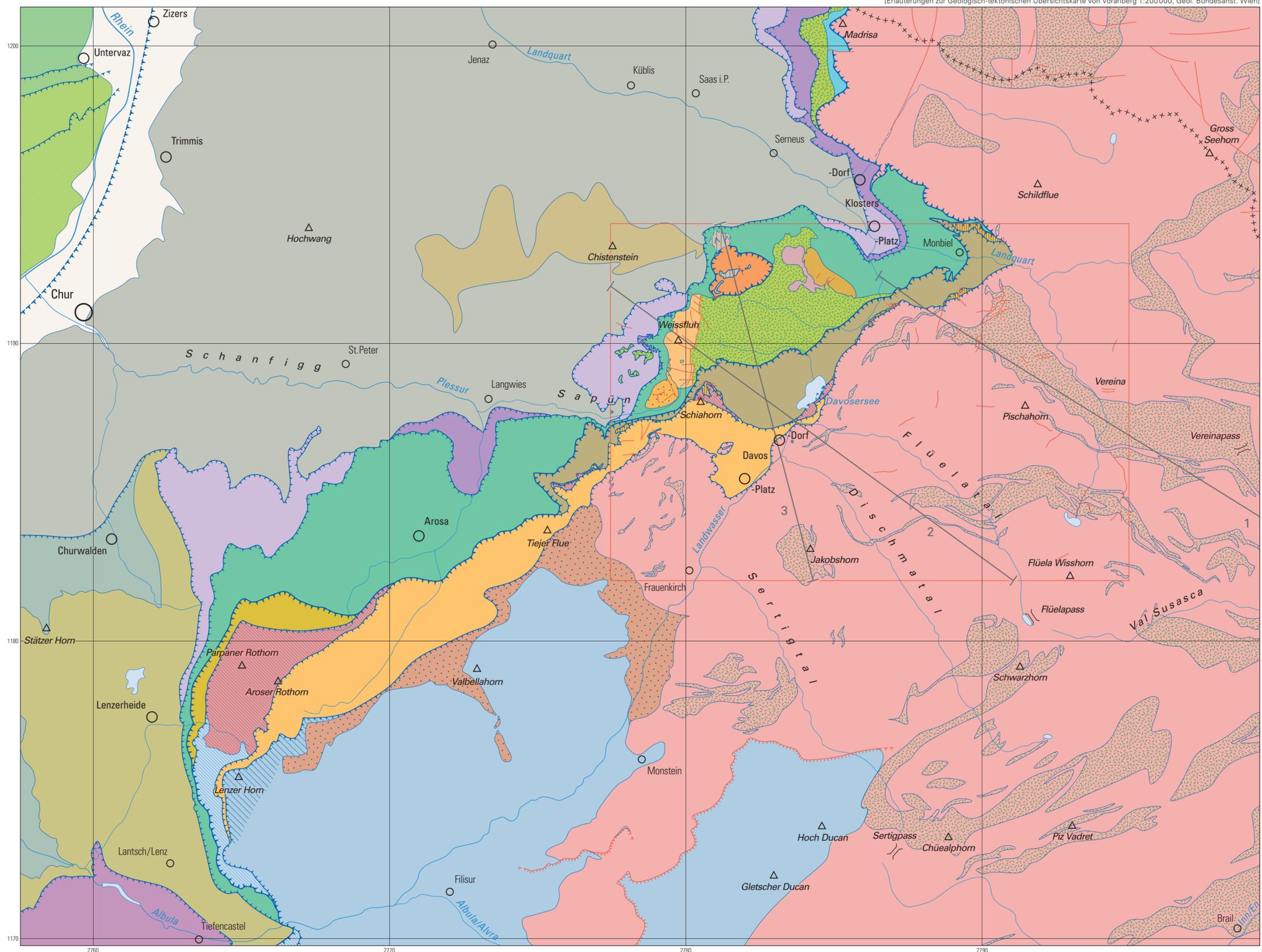
Tektonische Karte des penninisch-ostalpinen Grenzbereichs in Mittelbünden

von
O. Adrian Pfiffner

Massstab 1:100 000



Österreichischer Anteil angepasst nach OBERHAUSER (1998)
[Erläuterungen zur Geologisch-tektonischen Übersichtskarte von Vorarlberg 1:200 000, Geol. Bundesanst. Wien]



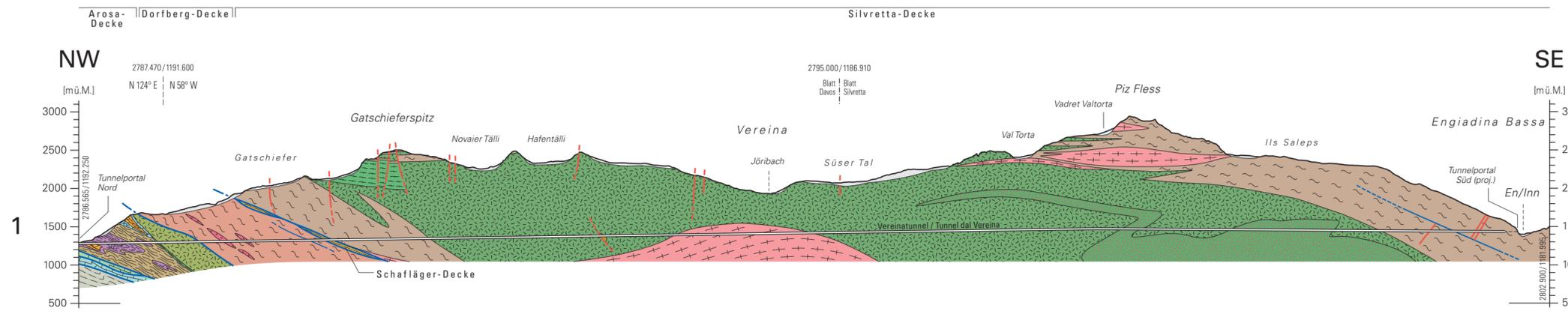
- Quartär**
 - Lockergesteinsfüllung des Rheintals
 - Oberostalpin**
 - Mesozoische Sedimente (schraffiert=verkehrt liegend)
 - Vulkanoklastika, paläozoische Sedimente
 - Amphibolit
 - Silvretta-Decke (Kristallin)
 - Gmeinboden-Klippe, z.T. versackt
 - Unteroostalpin**
 - Schiahorn-Decke (Sedimente)
 - Sedimente
 - Rothorn-Decke (Kristallin)
 - Schafaläger-Decke (Sedimente)
 - Dorfberg-Decke (Kristallin)
 - Tschirpen-Decke (Sedimente)
 - Grüenhorn- und Casanna-Schuppe (Sedimente)
 - Oberpenninikum**
 - Arosa-Decke, undiff. (inkl. Arosa-Melange)
 - Madrisa-Scholle (Sedimente)
 - Haupterhorn-Scholle (Sedimente)
 - Weissfluh-Scholle (Sedimente)
 - Gotschnawang-Scholle (Sedimente)
 - Dros-Scholle (Kristallin)
 - Totalp-Ophiolithkomplex (Kristallin, Sedimente)

südpenninische und unterostalpine Schollen
 - Mittelpenninikum**
 - Sulzfluh-Decke
 - Falknis-Decke
 - Schams-Deckenkomplex
 - Unterpenninikum**
 - Stätzerhorn-Gruppe
 - Tomül-Decke
 - Prättigau-Flysch
 - Grava-Decke
 - Unterhelvetikum**
 - Kaminspitz-Decke
 - Stelli-Schuppe
 - Calanda-Decke
 - Tschep-Decke
- - - - - Umgrenzung einer Sackungsmasse
 - - - - - Bruch, Verwerfung i.Allg. (gesichert – vermutet)
 - - - - - Abschiebung (Ducangebiet; gesichert – vermutet)
 - - - - - Domänengrenze Helvetikum/Penninikum/Ostalpin (gesichert – vermutet)
 - - - - - Decken-/Schuppengrenze (gesichert – vermutet)
 - - - - - Schollengrenze in der Arosa-Decke
- 2 | Profilsur Taf. II
 Atlasblatt Davos



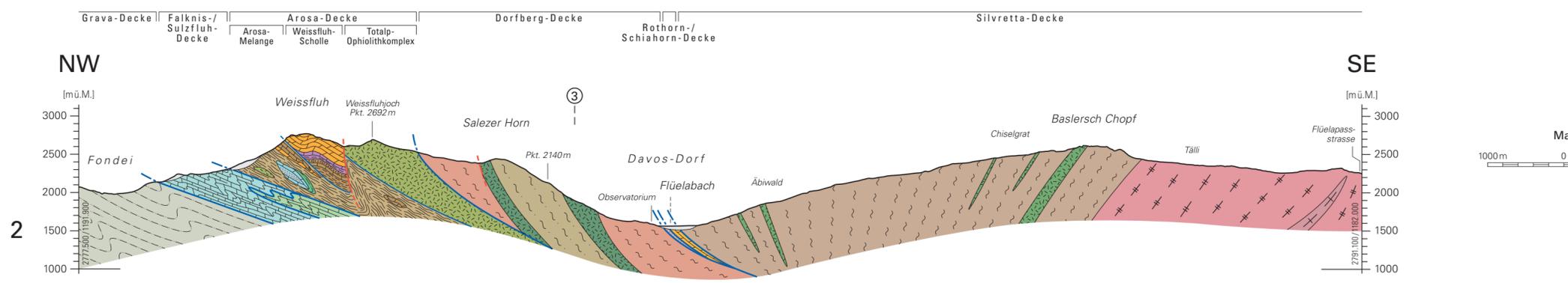
Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Davos

von
Alexandra Signer und Franz Keller

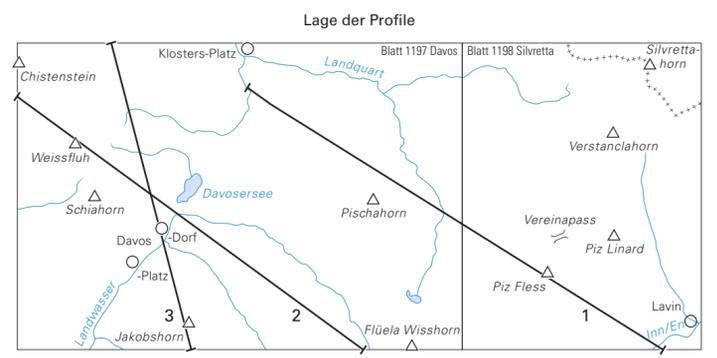
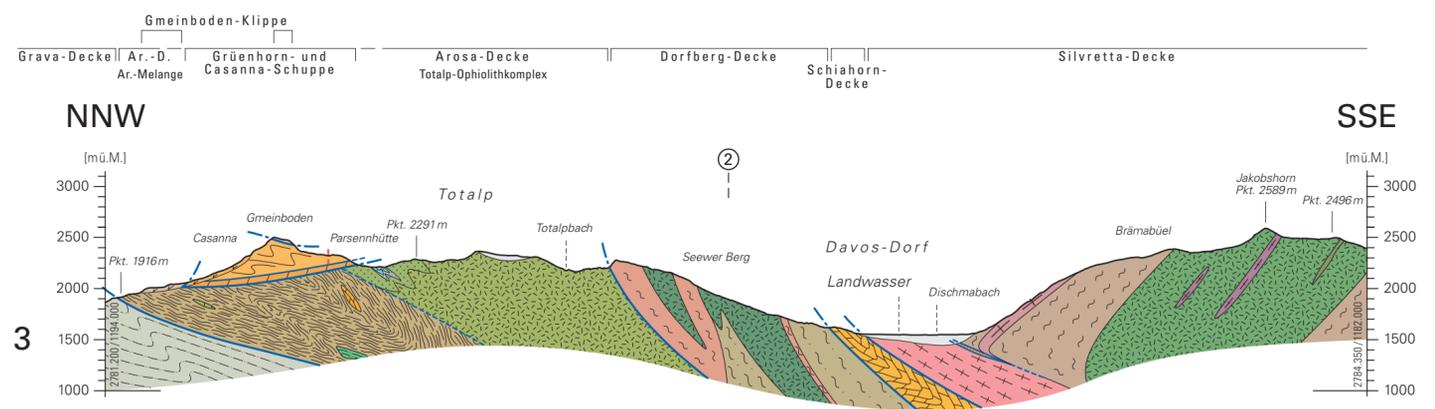


Ergänzt und verändert nach KELLER & LOCHER (1994) und LOCHER & KOBEL (2002)

625.868 mm



Masstab 1:50 000
1000m 0 2km



- Quartär**
 - Sackungsmasse (Casanna-Nordflanke, Profil 3)
 - Lockergesteine
- Oberostalpin**
 - Silvretta-Decke**
 - Basischer Gang (Diabas)
 - Orthogneis, undiff.
 - Flüela-Augengneis
 - Güstizia-Gneis
 - Metagranodiorit
 - Biotit-Plagioklasgneis i. Allg.
 - Amphibolit, Bänderamphibolit, z.T. Gneise
 - Ultrabasische Linse (Profil 1)
 - Epidotamphibolit
 - Kataklastit, Mylonit
 - Gmeinboden-Klippe
 - Biotit-Plagioklasgneis, Orthogneis
- Unterostalpin**
 - Schiahorn-Decke**
 - Hauptdolomit-Gruppe
 - Chazforä- und Fuorn-Formation
 - Rothorn-Decke**
 - Biotit-Plagioklasgneis, Mönchalp-Augengneis
 - Schafnägel-Decke**
 - Tonschiefer (? Allgäu-Fm.), Dolomit, stark zerschert
 - Dorfberg-Decke**
 - Biotit-Plagioklasgneis, z.T. mit sauren Gängen
 - Turmalin-Pegmatit, Aplit-Granit (Profil 1)
 - Muskovit führender Biotit-Plagioklasgneis
 - Metagabbro
 - Grüenhorn- und Casanna-Schuppe**
 - Raibl-Gruppe bis Augsten-Brekzie
 - Hauptdolomit-Gruppe bis Allgäu-Formation
- Oberpenninikum**
 - Arosa-Decke**
 - Arosa-Melange (undiff.)
 - Palombini- und Verspala-Formation
 - Radiolarit und «Calpionellenkalk»
 - Ophikalzit
 - Serpentinit i. Allg.
 - Saluver-Gruppe
 - Agnelli- und Allgäu-Formation
 - Raibl- und Hauptdolomit-Gruppe
 - Totalp-Ophiolithkomplex
 - Exotische Schollen (unterostalpin)
- Mittelpenninikum**
 - Sulzfluh-Decke**
 - «Sulzfluh-Granit», Sulzfluh-Kalk bis «Sulzfluh-Flysch»
 - Falknis-Decke**
 - Panier-Formation bis «Falknis-Flysch»
 - Unterpenninikum**
 - Grava-Decke**
 - Schiefrig-sandiger Tonstein, Mergel, Kalk

- Bruch, Verwerfung
- - - Überschiebung 1. Ordnung, Deckengrenze
- - - Überschiebung 2. Ordnung, Schuppen-/Schollengrenze

