

1174 Elm

Erläuterungen

BAS DEN BROK, RAFAEL CADUFF und OLIVER KEMPF

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2021

173

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

1:25 000

1174 Elm

Erläuterungen

45 Textfiguren

verfasst von

BAS DEN BROK, RAFAEL CADUFF und OLIVER KEMPF

2021



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

BROK, B. DEN, CADUFF, R., SCHIELLY, H., NIO S.-D. & KUNZ, Y. (2021): Blatt 1174 Elm. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 173.

Erläuterungen

BROK, B. DEN, CADUFF, R. & KEMPF, O. (2021): Blatt 1174 Elm. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 173.

Titelbilder

Umschlag

Martinsloch unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung bei den Tschingelhörnern in der Martinsloch-Schuppe, von Westen aus gesehen. Foto B. den Brok, 2017.

Karte

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

Erläuterungen

Kontakt zwischen Seewen-Formation (graublauer Mergel und Kalk, unten) und der Scherzone des Oberen Lochsiten-Kalks (hellgelblich-weiss, oben). Sturzblock aus der Mannen-Schuppe bei Las Palas östlich des Grossen Tschingelhorns (Koord.: 2736.095/1195.235, 2424 m.ü.M.) Der Massstab ist vertikal ca. 1 m. In der Seewen-Formation ist die sedimentäre Schichtung zu erkennen. Die Hauptschieferung S2 dreht am Kontakt parallel zum Oberen Lochsiten-Kalk ein. Foto B. den Brok, 2015.

Herausgeber

© 2021, 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 978-3-302-40110-2



INHALTSVERZEICHNIS

| | |
|--|-----|
| Vorwort | 4 |
| Zusammenfassung..... | 5 |
| Résumé..... | 6 |
| Riassunto | 7 |
| Summary | 8 |
| Einführung | 10 |
| Stratigraphie | 17 |
| Helvetikum | 17 |
| Unterhelvetikum..... | 17 |
| Aar-Massiv, Sedimentbedeckung | 19 |
| Blattengrat-Decke | 35 |
| Sardona-Decke..... | 47 |
| Schabell-Melange | 66 |
| Tschingelhörner-Schuppen | 73 |
| Tektonite | 76 |
| Oberhelvetikum | 79 |
| Glarner Deckenkomplex | 79 |
| Axen-Decke | 89 |
| Quartär..... | 91 |
| Pleistozän | 91 |
| Holozän | 96 |
| Tektonik | 109 |
| Unterhelvetikum | 114 |
| Sernftal-Komplex | 115 |
| Rietboden-Komplex..... | 126 |
| Vorab-Komplex | 133 |
| Segnas-Komplex | 147 |
| Oberhelvetikum | 160 |
| Tektonometamorphe Entwicklung | 161 |
| Faltung und Schieferung | 161 |
| Metamorphose | 168 |
| Deformationsphasen | 174 |
| Forschungsgeschichtlich bedeutsame Aspekte des Kartengebiets | 182 |
| Hydrogeologie | 188 |
| Mineralische Rohstoffe..... | 189 |
| Literaturverzeichnis | 193 |
| Kartenverzeichnis | 202 |
| Anhang..... | 205 |
| Beilagen | 208 |

VORWORT

Das Blatt 173 Elm des Geologischen Atlas der Schweiz im Massstab 1:25 000 deckt einen zentralen Ausschnitt der Geologischen Karte der Glarner Alpen 1:50 000 von J. Oberholzer («Oberholzerkarte») aus dem Jahr 1942 ab und schliesst die Gebiete zwischen Schwanden im Nordwesten und dem hinteren Calfeisental im Osten ein.

Die Kartierung der Geologie (Fels Unterhelvetikum) wurde von Dr. Bas den Brok (Rieden SG) durchgeführt. Die Kartierung des Quartärs sowie die Erhebung der Quell- und Bohrdaten erfolgte durch Dr. Rafael Caduff (Luzern). Die Kartierung des Oberhelvetikums (Verrucano bis Lias) erfolgte westlich des Niderentals durch Dr. Hanspeter Schielly, zwischen Niderental und Sernftal durch Prof. Swie-Djin Nio, im Fuggenstockgebiet durch MSc. Yves Kunz. Ergänzende Aufnahmen im Verrucano im Niderental und die Kompilation des Verrucanos erfolgten durch Dr. Oliver Kempf (swisstopo).

Die redaktionelle Bearbeitung der Karte und der Erläuterungen nahm Oliver Kempf (swisstopo) vor. Dr. Reto Burkhalter (swisstopo) hat den Erläuterungstext kritisch gegengelesen und lektoriert. Die Übersetzungen der Zusammenfassung erfolgten durch Oliver Kempf (Englisch), Dr. Alain Morard (Französisch) und Dr. Thomas Galfetti (Italienisch, alle swisstopo). Die kartografischen Arbeiten führte Andreas Baumeler (Digikarto, Zürich) durch, den Schriftsatz gestalteten Renato Howald, Evelyne Guanter und Bettina Holzmayr (alle swisstopo).

Eine ausführliche wissenschaftliche Begutachtung des Inhalts der Karte und der Erläuterungen seitens der Schweizerischen Geologischen Kommission (SGK) erfolgte durch ihren Präsidenten Prof. em. Neil Mancktelow (ETH Zürich) sowie Prof. em. Wilfried Winkler (ETH Zürich), Dipl.-Geol. René Löpfé (Appenzell) und Prof. Marco Herwegh (Universität Bern).

Weiter lieferten folgende Personen wichtige Informationen, Daten und hilfreiche Diskussionsbeiträge: Dr. Deta Gasser (Kartierung Landesplattenberg), Dipl.-Geol. Thomas Kocher (Kartierung Foo Alp), Dipl.-Geol. Silvio Giger (Beobachtungen im Lochsiten-Kalk), Dr. Oliver Jagoutz (Beobachtungen im Verrucano), Dipl.-Ing. Olivier Scheurer (Kt. Glarus, Bohrdaten), Dr. Eva Kurmann-Matzenauer (swisstopo, 3D-Modell der Glarner Hauptüberschiebung), Dr. Ursula Menkveld-Gfeller (Naturhistorisches Museum Bern, Bestimmung von Nummuliten der Martinsmad-Formation). Diskussionen des regionalen tektonischen Konzepts erfolgten mit Neil Mancktelow, Prof. em. Adrian Pfiffner, Dr. Tobias Ibele, René Löpfé und Dr. Stephan Wohlwend.

Die Geologische Landesaufnahme dankt allen beteiligten Personen und Stellen für die geleistete Arbeit, für ihre Beiträge und die Weitergabe von Daten.

ZUSAMMENFASSUNG

Im Gebiet des Atlasblatts Elm liegt das Herzstück des UNESCO-Weltnaturerbes Tektonikarena Sardona: die Glarner Hauptüberschiebung mit den Tschingelhörnern und dem Martinsloch. Im Kartengebiet ist die Überschiebung besonders gut zu sehen. Wegen des hellgrauen Lochsiten-Kalks und den darunterliegenden, oft wild verfalteten hellgrauen Kalkschuppen zwischen dem dunkelgrünen Verrucano oben und dem oft schwarzen geschieferten Tonstein und Mergel darunter (zumeist Flysch), erhielt das Gebirge hier seine besondere geologische Anziehungskraft. Die Glarner Hauptüberschiebung mit dem Lochsiten-Kalk spielt eine wichtige Rolle für das Verständnis der Gesteinsmechanik bei der Überschiebung grosser Gesteinspakete. Auch aus wissenschaftshistorischer Sicht ist das Gebiet bedeutsam: Hier propagierte Albert Heim die These zur berühmten «Glarner Doppelfalte», die mit teils heftig geführten Diskussionen zum Verständnis der Tektonik weltweit beitrug.

Bevor die Glarner Hauptüberschiebung das Helvetikum hier als messerscharfe Linie in ein Unterhelvetikum unter und in ein Oberhelvetikum über der Überschiebung trennte, wurden bereits ältere Überschiebungen, Decken, Schuppen und Falten, die in verschiedenen Phasen und Bewegungsrichtungen gebildet wurden, nachträglich von einer Schieferung überprägt, die diese älteren Strukturen teilweise fast unkenntlich gemacht hat. So entstanden dabei unter anderem die Schieferplatten des Landesplattenbergs in Engi mit ihren bekannten Fischen und weiteren Fossilien aus dem Oligozän.

Die im Kartengebiet auftretende Sedimentbedeckung des Aar-Massivs (Später Jura – Eozän) wurde vom Nordhelvetischen Flysch (Spätes Eozän – Frühes Oligozän), von der südhelvetischen Blattengrat-Decke und von der ultrahelvetischen Sardona-Decke (beide Späte Kreide – Eozän) in einer frühen Phase (Oligozän) überschoben. Der so entstandene Deckenstapel wurde danach verfaltet und verschuppt und anschliessend nochmals durch jüngere Überschiebungen und Aufschiebungen durchschnitten. Danach erfolgte mehrphasig die Überschiebung der helvetischen Decken, wobei ein tektonisches Melange und zwei Schieferungen gebildet wurden. Die Glarner Hauptüberschiebung schnitt messerscharf durch die älteren Strukturen. Teile der Front der überschiebenden Decke wurden überfahren und liegen nun als Reste unterhalb der Hauptüberschiebung. Eine niedrig- bis sehr niedriggradige, wahrscheinlich miozäne regionale Metamorphose fand spät, während der Überschiebung, statt und überprägt somit posttektonisch alle Strukturen unterhalb der Hauptüberschiebung. Im Miozän–Pliozän wurde das Gebiet exhumiert, wobei durch eine stetige nordgerichtete Kippung gleichzeitig mit der Heraushebung des Aar-Massivs die heutige Bogenform der Hauptüberschiebung entstand.

Das Kartengebiet war während des Letzteiszeitlichen Maximums (LGM) weitgehend von Eis bedeckt, was sich in den verbreiteten glazialen Ablagerungen

(v.a. Till) manifestiert. Die Eisströme nährten den Linthgletscher im Westen und den Bündner Gletscher im Osten. Nach Abschmelzen des Eises bildeten sich zahlreiche Rutsch- und Sackungsmassen entlang der steilen Talflanken, sowohl im Lockergestein als auch in den intensiv geschieferten tonreichen Festgesteinen z.B. des Nordhelvetischen Flyschs. Der katastrophale Bergsturz von Elm von 1881, der zahlreiche Menschenleben forderte, ereignete sich infolge des Schieferabbaus.

RÉSUMÉ

Le cœur du haut lieu tectonique Sardona, site du patrimoine naturel mondial de l'UNESCO, est situé sur la feuille Elm de l'Atlas géologique. Le chevauchement principal de Glaris, avec les Tschingelhörner et le Martinsloch, est particulièrement bien visible sur le territoire de la carte. Une bande gris clair, constituée par le Calcaire de Lochsiten et les écailles calcaires sous-jacentes intensément plissées, attire le regard sur le contact géologique anormal entre les niveaux supérieurs vert foncé du Verrucano et les niveaux inférieurs souvent noirs et schisteux constitués principalement de flysch. Le chevauchement principal de Glaris et le Calcaire de Lochsiten jouent un rôle important dans la compréhension de la mécanique des roches le long des grands chevauchements. La région représente également un jalon significatif de l'histoire des sciences: c'est en effet ici qu'Albert Heim défendit, lors de discussions parfois véhémentes, sa vision du célèbre «double pli de Glaris», avant de se convertir aux nouvelles conceptions tectoniques et contribuer ainsi à leur rayonnement mondial.

La coupure très nette entre l'Helvétique inférieur et l'Helvétique supérieur, le long du chevauchement principal de Glaris, fait suite à une structuration plus ancienne de nappes et d'écailles par des chevauchements et des plis, lors de diverses phases aux directions de déplacement variées. Le développement d'une schistosité marquée s'est superposé à ces structures anciennes, rendant leur identification parfois presque impossible. C'est ainsi qu'ont été formées, entre autres, les ardoises plaquetées du Landesplattenberg à Engi qui renferment les célèbres poissons fossiles de l'Oligocène.

Présente sur le territoire de la feuille, la couverture sédimentaire du massif de l'Aar (Jurassique tardif - Éocène) a été chevauchée lors d'une phase de déformation précoce (Oligocène) par le Flysch nord-helvétique (Éocène tardif - Oligocène précoce), par la nappe sud-helvétique du Blattengrat et par la nappe ultrahelvétique du Sardona (toutes deux constituées de sédiments du Crétacé tardif - Éocène). L'empilement de nappes qui en a résulté a été à son tour plissé et écaillé, puis recoupé par des chevauchements et des failles inverses plus jeunes. Ultérieurement, le chevauchement polyphasé des nappes helvétiques a conduit à la formation d'un mélange tectonique et de deux schistosités. Le chevauchement principal de Glaris recoupe ainsi les anciennes structures de manière très tranchée. Certaines parties

frontales des nappes chevauchantes ont été rattrapées et dépassées par le chevauchement, ce qui explique leur présence résiduelle sous le plan de chevauchement principal. Un métamorphisme régional, probablement miocène, de degré faible à très faible, s'est développé tardivement avec le chevauchement principal et affecte ainsi post-tectoniquement toutes les structures situées sous le chevauchement de Glaris. Au Miocène/Pliocène, la région a été exhumée, et la forme actuellement bombée du chevauchement principal résulte d'un basculement progressif vers le nord simultanément au soulèvement du massif de l'Aar.

Lors du Dernier Maximum glaciaire (LGM), le territoire de la feuille a été en grande partie recouvert de glace, ce qui se traduit par la large répartition des dépôts glaciaires (entre autres des dépôts morainiques). Les flux de glace alimentaient le glacier de la Linth à l'ouest et le glacier des Grisons à l'est. Après la fonte des glaces, les flancs raides des vallées ont été le lieu de nombreuses instabilités de terrain, aussi bien dans les terrains meubles que dans les roches argileuses et schisteuses, comme le Flysch nord-helvétique. L'écroulement historique d'Elm en 1881 a coûté la vie à de nombreuses personnes. Le minage de la montagne pour l'exploitation de l'ardoise est à l'origine de cette catastrophe.

RIASSUNTO

Il cuore dell'Arena tettonica di Sardona, patrimonio naturale dell'umanità dell'UNESCO, si trova sul foglio Elm dell'Atlante geologico. Il sovrascorrimento principale di Glarona, con i Tschingelhörner e il Martinsloch, è particolarmente visibile nell'area cartografata. Grazie al calcare di Lochsiten grigio chiaro e alle sottostanti scaglie calcaree grigio chiaro, spesso severamente piegate, tra il verrucano verde scuro al di sopra e l'argillite e la marna spesso nera al di sotto (soprattutto flysch), il massiccio roccioso mostra qui la sua speciale attrazione geologica. Il sovrascorrimento principale di Glarona e il calcare di Lochsiten giocano un ruolo importante nella comprensione della meccanica delle rocce lungo i grandi sovrascorrimenti. La regione rappresenta anche una svolta significativa nella storia delle scienze: fu qui che Albert Heim difese, non senza veementi discussioni, la sua visione della famosa «doppia piega di Glarona», prima di convertirsi ai nuovi concetti tettonici e contribuire così alla loro propagazione mondiale.

Il taglio netto tra l'Elvetico inferiore e l'Elvetico superiore, che si presenta lungo il sovrascorrimento principale di Glarona, consegue da una strutturazione più antica di falde e scaglie tramite sovrascorrimenti e pieghe, durante diverse fasi avvenute svariate direzioni di movimento. La marcata scistosità che si è sovrapposta a queste antiche strutture, rendono la loro identificazione a volte quasi impossibile. È così che, tra l'altro, si è formata l'ardesia del Landesplattenberg di Engi, che contengono i famosi pesci fossilizzati dell'Oligocene. La copertura sedimentaria del massiccio dell'Aar (Tardo Giurassico - Eocene), presente nell'area del foglio, è

stata sovrapposta durante una prima fase di deformazione (Oligocene) dal Flysch nordelvetico (Tardo Eocene – Inizio Oligocene), dalla falda sudelvetica del Blatten-grat e dalla falda ultraelvetica di Sardona (entrambe costituite da sedimenti del Tardo Cretaceo – Eocene). L'impilamento di falde risultante è stato a sua volta piegato e scagliato e in seguito intersecato da falde di scorrimento e da faglie inverse più giovani. Ulteriormente, il sovrascorrimento multifase delle falde elvetiche ha portato alla formazione di un Mélange tettonico e di due scistosità. Il sovrascorrimento principale di Glarona taglia così le antiche strutture un modo molto netto. Alcune parti frontali delle falde in sovrascorrimento sono state catturate e superate dal movimento di spinta, il che spiega la loro presenza residua sotto il piano del sovrascorrimento principale. Un metamorfismo regionale, probabilmente miocenico, di grado basso a molto basso, si è sviluppato tardivamente con il sovrascorrimento e interessa, post-tettonicamente, tutte le strutture situate al di sotto del sovrascorrimento principale di Glarona. Nel Miocene/Pliocene, la regione è stata esumata e l'attuale forma rigonfiata del sovrascorrimento principale è il risultato di un'inclinazione progressiva verso nord concomitante al sollevamento del massiccio dell'Aar.

Durante l'ultimo massimo glaciale (LGM), il territorio del foglio è stato in gran parte coperto dai ghiacci, il che si riflette nell'ampia distribuzione dei depositi glaciali (tra cui depositi morenici). I flussi dei ghiacci hanno alimentato il ghiacciaio della Linth a ovest e il ghiacciaio dei Grigioni a est. Dopo lo scioglimento dei ghiacci, i ripidi fianchi della valle sono stati il luogo di numerose instabilità del terreno, sia nei terreni sciolti che nelle rocce argillose e scistose, come il Flysch nordelvetico. La catastrofica frana di Elm del 1881, la quale causò molte vittime, si verificò a causa dell'estrazione dell'ardesia.

SUMMARY

The centerpiece of the UNESCO natural heritage Tektonic Arena Sardona is situated within the area of the map sheet Elm: the Glarus main thrust with the Tschingelhörner and the Martinsloch. In this region, the thrust is exceptionally well visible. It is the Lochsiten limestone that gives the thrust its beauty. It has a bright color and is stretched out as a thin layer along the thrust between typically dark green resistant rocks above (Permian Verrucano) and dark grey typically easily erodable slates below (Upper Cretaceous and Neogene flysch). The Glarus main thrust and the Lochsiten limestone play an important role in understanding the rock mechanical processes of large overthrusts as well as in the history of science. Albert Heim propagated the hypothesis of the famous «Glarus double fold» that added, with partly tense debates, to the understanding of tectonics worldwide.

Before the Glarus main thrust as a sharp line separated the Lower Helvetics below and Upper Helvetics above the thrust, older thrusts, nappes, slices, and folds

that formed during various phases and transport directions were already overprinted by a foliation, which made these older structures often nearly irre recognizable. Among others, the slates of the Landesplattenberg Engi with its famous Oligocene fishes and other fossils developed in that way.

In the map sheet area, the Late Jurassic to Eocene Helvetic sediment cover of the Aar Massif was overthrust in an early (Oligocene) phase by the Late Eocene to Early Oligocene North Helvetic Flysch, the South Helvetic Blattengrat nappe, and the Ultrahelvetic Sardona nappe, both of Late Cretaceous to Eocene age. The resulting nappe stack was subsequently folded and thrust and then again cut by younger thrusts and reverse faults before polyphase thrusting of the Helvetic nappes started, during which a tectonic melange and two foliations were formed, overprinting large parts of the older structures. Finally, the Glarus main thrust developed as a sharp cut through the older folds, thrusts and foliations. During the overthrusting, calcareous Mesozoic slices of more frontal parts of the Helvetic Nappes were cut-off and overthrust by more distal parts of the nappes and remained as remnants under the main thrust. Low-grade to very low-grade metamorphism took place in a late stage (Miocene) during the overthrusting and overprinted all older structures below the Main Thrust post-tectonically. Exhumation of the area started in the Miocene and continued in the Pliocene during which the area was probably tilted northwards and the antiformal bend of the Main Thrust developed.

During the Last Glacial Maximum (LGM) the map sheet area was largely covered by ice, which is documented by the widely present glacial deposits (mostly till). The ice masses added to the Linth glacier in the West and the Bündner glacier in the East. After melting of the ice, numerous sliding masses or sagging masses formed along the steep flanks of the valleys, both in drift deposits and in the intensely foliated slates, for example of the North Helvetic Flysch. The catastrophic rockslide of Elm in 1881, that took the lives of many, occurred in the course of slate excavation.

EINFÜHRUNG

Geographische Übersicht

Die nah beieinander liegenden Dreitausender des Kartenblatts Elm (Piz Segnas 3099 m, Piz Sardona 3056 m, und Trinserhorn / Piz Dolf 3028 m) markieren das «Dreiländereck» der Kantone Glarus, St. Gallen und Graubünden, auf deren Gebiet sich das Kartenblatt Elm erstreckt (Fig. 1). Der grösste, Glarner Teil des Kartenblatts umfasst das Kleintal oder Sernftal mit den Dörfen Engi, Matt und Elm. Durch das Tal fliesst von Süden nach Norden der Sernf. Er entspringt östlich des Waffenplatzes Wichlen im Fur beim Wichlenberg auf 1200 mü.M., wo er vom Wichlenbach und vom Jetzbach gespeist wird, und verlässt das Kartengebiet etwa 14 km stromabwärts nordwestlich von Engi auf 712 mü.M.

Westlich des Kleintals liegt das alte Jagdbanngebiet Freiberg Kärpf (HÖSLI et al. 1954, SCHMIDT 2002). Es ist durch das Niderental südlich von Schwanden gut erreichbar. Bei Kies führt die Luftseilbahn Kies-Mettmen hinauf zum Stausee Garichti (1622 m), von wo ein Fussweg über die Chärpfbrugg zur Leglerhütte SAC (2271 m) führt. Am Süden des Niderentals bildet der Gross Chärpf (2793 m) den höchsten Gipfel des Freibergs. Am Nordende des Niderentals, wo der Niderenbach das Kartengebiet gerade verlassen hat, liegt mit 554 m dessen niedrigster Punkt.

Von der Wichlenalp bis Elm verläuft das Sernftal Südwest-Nordost und wird dort ab Hinterhaus als Hinterland bezeichnet. An seinem Nordwesthang befinden sich die Erbsalp, die Bischofalp (verlassen) und die Empächlialp, letztere mit dem Skigebiet Elm. Der Südosthang des Hinterlands gegen den Vorab ist steil und schwer zugänglich. Dieser früher Bündnerberg genannte Hang wird im Sommer mit Schafen beweidet und hat im Gletscherhorn (2804 m), Zwölfihorn (2747 m) und Mittaghorn (2415 m) seine höchsten Gipfel. Am westlichen Ende fliesst der Jetzbach durch das Jetzloch (Im Loch), wo der Fussweg zum Panixerpass verläuft. Am östlichen Ende fliesst der Tschinglenbach durch die Tschinglenschlucht, wo der Fussweg zur auch mit der Tschingelbahn erreichbaren Tschinglenalp führt. Von der Tschinglenalp führen drei Fusswege über den Berg nach Graubünden: in östlicher Richtung am Mölder (2395 m) vorbei über den Segnespass (2625 m) und nördlich um die Tschingelhörner (2849 m) herum nach Flims, in südlicher Richtung durch den Tschinglen zur Martinsmadhütte SAC (2004 m) und weiter südwärts über das Bündnerbergjoch (2610 m) nach Laax sowie von der Martinsmadhütte ostwärts durch die Ofenus über den Grischsattel (2759 m) südlich des Ofens (2872 m) über den Grauberg nach Laax.

Im Ramintal östlich von Elm fliesst der Raminbach durch die etwa 3 km langen Schlucht durch den Gamperduner- und Raminerwald. Nördlich liegt die Alp Gamperdun unter dem Fanenstock (2236 m) und Grünspez (2360 m) sowie die Raminer Alp unter dem Türmchen des Foostöckli (2535 m), südlich dessen der Weg über den Foopass (2222 m) ins Weisstannental verläuft. Südlich des Raminbachs geht es steil hinauf zur Alp Falzüber mit dem Stafelbach-Wasserfall, und weiter östlich in die tausend Meter hohen Wände des Piz Segnas und Piz Sardona (s. o.), den beiden höchsten «Sernftalern».

Bei Matt fliesst der Chrauchbach von Osten aus dem gebogenen Chrauchtal in den Sernf. Am Nordwesthang des Tals befindet sich die Matter Siedlung Wissenberg und weiter östlich die Alp Vorderegg. Der Südosthang des Tals unter dem Blattengrat und Grünspez ist steil und schwer zugänglich. Hier werden auf der Troszialp Schafe geweidet. Im hinteren, Nord-Süd orientierten Talabschnitt befindet sich die grösste Glarner Alp, die Chrauchtal Alp, sowie die

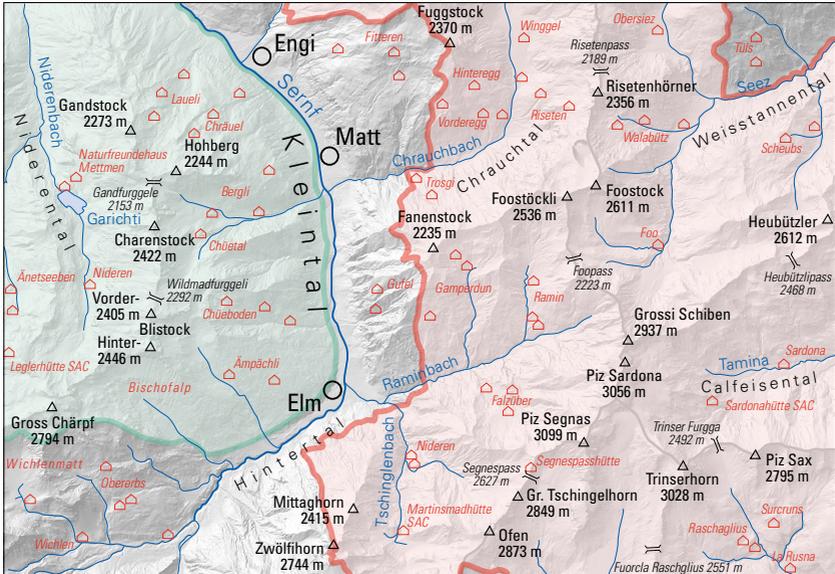


Fig. 1: Geographische Übersicht des Gebiets von Blatt Elm mit Darstellung der das Kartengebiet betreffenden Perimeter des Jagdbanngiets des Freibergs Kärpf (grün) und der Tektonikarena Sardona (rot). Die Häuschen zeigen die Übernachtungsmöglichkeiten ausserhalb der Ortschaften.

Hintereggalp im Westen und die Risetenalp im Osten. Über letztere geht der Fussweg über den Risetenpass (2187 m), zwischen Fulen (2415 m) und den Risetenhörnern (2356 m, 2357 m) ins Weisstannental. Zu den Zeiten des Réduits existierte hier eine Seilbahn (HÄMMERLI 2011). Von der Risetenalp südwärts über Hirzegg und Bützi ist der Foostock (2610 m) erreichbar.

Bei Engi fliesst der Mühlebach aus dem Mülibachtal in den Sernf. Westlich von Engi liegen die Laueli- und Chräuelalp unter dem Gandstock (2314 m), östlich von Engi die Alp Chüefitteren unter dem Sonnenhorn (2163 m).

Im nordöstlichen Kartengebiet befindet sich das WSW-ENE verlaufende sanktgallische Weisstannental. Es wird durch die Seez entwässert, die am Nordhang des Grossi Schiben (2936 m) entspringt und das Kartengebiet auf 1100 mü.M. östlich von Vorsiez verlässt. Nördlich von Vorsiez liegt die Alp Tüls, westlich die Alp Walabütz und die Alp Obersiez, die über den Risetenpass mit dem Glarnerland verbunden ist. Südlich von Vorsiez, oberhalb des Scheubsbachfalls liegt die Alp Scheubs. Über die südlich gelegene Englawand sind das Under und Ober Heubützli erreichbar, ebenso der zwischen Heubützler (2612 m) und Fanenstock (2611 m) gelegene Heubützlipass (2466 m), der ins Calfeisental führt. Südlich der Walabütz liegt der vom Chli Schiben (2652 m), Grossi Schiben (2936 m), Älplichopf (2640 m), Gspaltengrat (2624 m) und Marcheggorn (2613 m) begrenzte Kessel der Alp Foo, von der ein Fussweg westwärts über den Foopass (2222 m) ins Sernftal, und ostwärts durch das Muotatal über den Muotatalsattel (2406 m) zum Heubützlipass (2466 m) und weiter ins Calfeisental führt.

Das sanktgallische Calfeisental wird von der Tamina entwässert. Sie wird vom Sardona-gletscher unterhalb des Piz Sardona (3056 m) und vom Chline Gletscher unterhalb des Grossi Schiben (2936 m) gespeist und verlässt das Kartengebiet auf 1626 m ü.M. Im hinteren Teil des Tals liegt die Sardonaalp, nördlich der Tamina das Gamserälpeli unterhalb des Chrazerispiz (2415 m). Ein Höhenweg verbindet den weiter nördlich gelegenen Heubützlipass (2466 m) mit der Sardonaalpe SAC (2159 m). Der südliche Hang des Tals ist steil und schlecht zugänglich. Über die Trinser Furgga (249 m) führt ein Fussweg ins Trinser Val Sax; über Sardonaalpe und Sardonaalpe (2758 m) zur Flimser Segnas Sura.

Der Bündler Teil des Kartengebiets Elm liegt gänzlich oberhalb der Baumgrenze. Der Abstieg vom Grischsattel (2759 m) führt zur Segneshütte. Gegen Flims zu liegen die beiden durch den Südgrat des Piz Segnas (3099 m) und Atlas (2925 m) getrennten Hochtäler Las Palas und Segnas Sura. Ein Wanderweg verbindet den Segnespass (2625 m) im Westen durch die beiden Hochtäler mit der Fuorcla Raschaglius (2554 m) im Osten. Östlich davon liegen die Alp Raschaglius, die Val Sax und die Alp Surcruns. Weiter östlich führt der Weg über Raschaglius Sura hinunter durch die Val Camutschera und an der «natürlichen Kathedrale» des Felskessels von La Rusna vorbei ins Bargistal, wo sich die Aua da Mulins tief in den Kalk eingeschnitten hat und auf 1855 m ü.M. das Kartengebiet verlässt.

Die östliche Hälfte des Kartengebiets ist Teil der 2008 als UNESCO-Welterbe anerkannten Tektonikarena Sardona (GERTH et al. 2017). Das Gebiet westlich des Sernf liegt im seit 1548 existierenden Jagdbanngebiet Freiberg-Kärpf. Es wurde 1926 um die Gebiete der Wichlenmatt und der Alp Obererbs verkleinert.

Geologische Übersicht

Das Kartengebiet liegt vollständig im Gebiet des helvetischen Falten- und Überschiebungsgürtels (fold-and-thrust belt). Es wird geologisch durch die Glarner Hauptüberschiebung zweigeteilt. Unterhalb der Hauptüberschiebung liegen zumeist Flyschsedimente des Paläogens (grösstenteils Tonstein, Mergel und Sandstein) sowie, im südlichen Kartengebiet, Schelfsedimente des Späten Juras und der Kreide (grösstenteils Kalke und Mergel). Oberhalb der Hauptüberschiebung liegen meist kontinentale vulkanoklastische Sedimente der permischen Verrucano-Gruppe der helvetischen Decken. Diese Gesteine wurden vor der Bildung der Hauptüberschiebung mehrfach verfaltet, verschuppt, überschoben und intensiv geschiefert. Die Hauptüberschiebung schneidet alle diese Strukturen diskordant ab. Gerade diese Überprägung sämtlicher älterer Strukturen durch die Schieferung macht die Kartierung dieser Gesteine, speziell die der Flyschsedimente, schwierig. Im Wesentlichen handelt es sich bei den Gesteinen unterhalb der Hauptüberschiebung um einen mehrfach verfalteten, verschuppten, geschieferten Deckenstapel. Dabei liegen von unten nach oben die nordhelvetische Hausstock-Decke, Vorstegstock-Decke und Leiterberg-Schuppe, die südhelvetische Blattengrat-Decke und die ultrahelvetische Sardona-Decke aufeinander, die gemeinsam auf die parautochthone nordhelvetische Sedimentbedeckung des Aar-Massivs überschoben wurden. Oberhalb der Hauptüberschiebung liegen ebenso Teile des Glarner De-

ckenkomplexes und der Axen-Decke aufeinandergestapelt. Auch diese wurden verfaltet und intensiv geschiefert, bevor sie von der Hauptüberschiebung an der Unterseite abgeschnitten wurden. Direkt unter der Hauptüberschiebung liegen die Tschingelhörner-Schuppen. Es handelt sich dabei um zurückgebliebene Teile der helvetischen Decken in ihrem Hangenden. Sie liegen auf dem tektonischen Schabell-Melange, das selber grösstenteils aus deformierten Abfolgen und Paketen der Sardona- und der Blattengrat-Decke besteht. In einer späten Phase fand eine sehr niedriggradige bis niedriggradige regionale Metamorphose statt, die die meisten Strukturen posttektonisch überprägten. Eine auch für Laien leicht verständliche Einführung in die Geologie der Glarner Alpen gibt FELDMANN (2016).

Bisherige geologische Karten und Profile im Gebiet von Blatt Elm

Alfred Escher von der Linth (1807–1872) kartierte als erster systematisch das Gebiet des Kartenblatts Elm. Seine Kartierarbeit wurde als Teil der ersten geologischen Karte der Schweiz im Massstab 1:380 000 publiziert (STUDER & ESCHER 1853, 1869). Es gibt auch Erläuterungen zu dieser Karte, aber keine Profile und Skizzen.

Albert Heim (1849–1937) publizierte die «Geologische Karte der Gebirgsfalten zwischen Walensee und Vorder Rhein» im Massstab 1:250 000, die er unter anderem «nach Arnold Eschers Beobachtungen» angefertigt hat, und die das ganze Kartengebiet Elm umfasst (ALB. HEIM 1878, Taf. II). Begleitend zur Karte gibt es viele Skizzen und einige geologische Profile durch das Kartengebiet, ebenfalls im Massstab 1:250 000 (ALB. HEIM 1878, Taf. VII, Profile XIV–XVII). 1885 erschien die erste Auflage des Blatts XIV (Altdorf–Chur) der Geologischen Karte der Schweiz 1:100 000 (ALB. HEIM et al. 1885) mit der Dufourkarte als topographische Grundlage. Die Erläuterungen enthalten zahlreiche Skizzen und Profile, nun im Massstab 1:100 000 (ALB. HEIM 1891), wovon die Profile 9–13 durch das Gebiet des Kartenblatts Elm verlaufen. Mit der Dufourkarte als Grundlage publizierte *August Rothpletz (1853–1918)* die «Geologische Karte der Glarner Alpen» im Massstab 1:100 000 (ROTHPLETZ 1898, Taf. XI). Diese Karte deckt den Glarner und Flimser Anteil des Kartengebiets ab. Sein Buch enthält zahlreiche detaillierte Skizzen und Profile durch das Kartengebiet im Massstab 1:100 000, 1:50 000 und grösser (ROTHPLETZ 1898, Taf. IV–VII).

Die Geologische Karte der Glarner Alpen 1:50 000 (OBERHOLZER & ALB. HEIM 1910) zeigt auf Grundlage der Siegfriedkarte erstmals auch Höhenlinien. Sie deckt den Glarner und den westlichen Flimser Teil des Kartengebiets ab, liegt aber ohne Erläuterungen und Profile vor. Als Ersatz für die fehlenden Erläuterungen dienten die Arbeiten von ARN. HEIM (1908, 1911) und BLUMENTHAL (1911); Letzterer kartierte das Bündner Gebiet der Segnas-Ringelspitz-Gruppe zwischen Vor-

ab und Calanda, seine Karte wurde aber erst später, als Teil der «Geologischen Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein» 1:50 000 (OBERHOLZER 1920), publiziert. Seine Erläuterungen und Profile im Massstab 1:25 000 (BLUMENTHAL 1911, Taf. 1) durch den Bündner Teil des Kartengebiets erschienen somit lange vor der zugehörigen geologischen Karte. Diese zweite geologische Karte von *Jakob Oberholzer (1862–1939)*, auch sie erschien ohne Erläuterungen, schliesst östlich an die erste Karte (OBERHOLZER & ALB. HEIM 1910) an und deckt auch den sanktgallischen Teil (Weisstannental und Calfeisental) und den ganzen Bündner Teil des Kartengebiets ab. Die Erläuterungen zu den beiden Karten folgten schliesslich dreizehn Jahre später (OBERHOLZER 1933), mit vielen, für das Kartengebiet von Elm relevanten Skizzen (Taf. 24, 25, 27, 29), Profilen im Massstab 1:50 000 (Profile 6–11) und einer tektonische Karte 1:100 000 (Taf. 8). Das Büchlein «Der geologische Bau der Glarneralpen» (OBERHOLZER 1934) einschliesslich zweier Profile 1:100 000 durch das Kartengebiet gibt eine auch für Laien gut lesbare geologische Zusammenfassung. Posthum erschien dann die neue, von ihm selbst revidierte und um einige Gebiete erweiterte «Geologische Karte des Kantons Glarus» (OBERHOLZER 1942), ebenfalls im Massstab 1:50 000, und nun auf Grundlage der neuen Landeskarte bzw. des Topografischen Atlas der Schweiz. Diese Karte umfasst den Glarner und den Flimser Teil des Kartengebiets von Atlasblatt Elm.

Wolfgang Leupold (1895–1986) nahm in den Jahren 1941–1945 im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission auf Basis der kantonalen Karte von St. Gallen 1:10 000 Teile der Blätter Sardona und St. Martin (Calfeisental) auf, die das Kartengebiet von Elm tangieren (swisstopo-Archiv, unpubl. Daten). Dazu existieren unpublizierte Profile (Calfeisental, 1:10 000), Erläuterungen gibt es jedoch nicht. 1945 wurde von ihm auch noch der Bündnerberg südlich von Elm (das Glarner Gebiet südlich der Linie Chli Schiben – Raminbach – Jetzloch) im Massstab 1:10 000 kartiert; auch diese Karte ist weder publiziert noch existieren Profile und Erläuterungen. Diese Kartierungen wurden dafür in der «Photogeologischen Karte 1:25 000» verwendet (DÜNNER et al. 1948, HELBLING 1948; Blätter 2 Kistenpass, 3 Segnespass). Allerdings ist auch diese Karte ohne Erläuterungen und ohne Profile erschienen. In der «Photogeologischen Karte 1:25 000» (HELBLING 1948) ist auch die Kartierarbeit von Lorenz Wyssling in der Vorabgruppe eingearbeitet. Erläuterungen, geologische Profile 1:25 000 und eine tektonische Karte 1:50 000 wurden separat publiziert und betreffen unter anderem das Gebiet der Martinsmad und den Flimser Teil des Kartengebiets Elm (WYSSLING 1950, Taf. 1, 3). «Der Bau der Glarner Alpen» (STAUB 1954) kann als Ergänzung zur «Photogeologischen Karte» dienen. Die Arbeit enthält zwar keine Skizzen und Profile, dafür aber eine tektonische Karte 1:200 000, welche die ganzen Glarner Alpen umfasst.

In den 1950er-Jahren kartierten im Infrahelvetikum des Gebiets des Kartenblatts Elm verschiedenen Doktoranden, die von *W. Leupold* und *Rudolf Trümpy (1921–2009)* betreut wurden. Diese Arbeiten sind vor allem wegen der detaillierten Beschreibung der Stratigraphie und dem Studium der Mikrofauna sehr wertvoll.

BISIG (1957) bearbeitete die Abfolgen der Blattengrat- und Sardona-Decke im Sernftaler Teil des Kartenblatts Elm, nördlich des Hintertals und nördlich des Raminbachs. Seine Dissertation enthält zwar keine geologische Karte, dafür aber eine tektonische Übersichtskarte 1:25 000 (ohne topographische Grundlage) und acht Profile 1:25 000 vom Gebiet zwischen Richetlipass und Fooalp. Es existieren allerdings Feldkarten von ihm im Massstab 1:10 000 aus dem Gebiet nördlich von Steinibach – Elm – Ramintal – Grossi Schiben (swisstopo-Archiv, unpubl. Daten). RÜEFLI (1959) bearbeitete die Blattengrat- und Sardona-Decke im Weisstannental (Nordostecke des Kartengebiets Elm) und publizierte eine geologische Karte im Massstab 1:25 000 (ohne topographische Grundlage) und geologische Profile im selben Massstab (Profile 5–10 liegen im Kartengebiet). WEGMANN (1961) untersuchte die Aufschlüsse der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe, der Blattengrat- und Sardona-Decke im Glarner Gebiet südlich des Hintertals und südlich des Raminbachs bis an die Chli Schiben und erstellte eine geologische Karte im Massstab 1:25 000 (ohne topographische Grundlage) und geologische Profile im selben Massstab, die alle durch das Kartengebiet schneiden. STYGER (1961) bearbeitete die Nordhelvetische Flysch-Gruppe und die Blattengrat-Decke im Gebiet der Hausstock-Gruppe; seine geologische Karte und seine Profile 10 und 11, alle im Massstab 1:25 000 (ohne topographische Grundlage), decken das südwestliche Kartengebiet zwischen Leiterberg und etwa Tierbodenhorn ab. Die Gesteinsbeschreibungen dieser Arbeiten (BISIG 1957, RÜEFLI 1959, WEGMANN 1961, STYGER 1961) wurden von W. Leupold, R. Herb und F. Frey zusammengefasst und teilweise neu interpretiert (RUTSCH 1966). TRÜMPY (1969) gibt eine paläogeographische und tektonische Übersicht, die an die zuvor genannten Arbeiten anschliesst.

AMSTUTZ (1954, 1957) kartierte den Verrucano des Freibergs Kärfp im Massstab 1:10 000 zwar teilweise, publizierte ihn aber nicht als Karte (unpubl. Feldkarten ohne Legende, swisstopo-Archiv). Geologische Profile bzw. Aufrisskizzen/Parallelprojektionen zeigt AMSTUTZ (1954, Aufrisskizzen I, II) im Massstab 1:10 000 und AMSTUTZ (1957, Taf. 1) im Massstab 1:8700. FISCH (1961) präsentierte den Verrucano der Nordostseite des Sernftals (Sonnenhorn, Fuggenstock) auf einer geologischen Karte 1:50 000 (ohne topographische Grundlage). SCHIELLY (1964) untersuchte die Geologie des westlichen Freibergs. Die zugehörige geologische Karte 1:25 000 (SCHIELLY 1981) deckt etwa den westlich des Niderentals liegenden Teil des Freibergs ab, das tektonische Profil 1:25 000 Chärfp–Matzlenstock (SCHIELLY 1964, Taf. 3) querte das Kartengebiet. NIO (1972) untersuchte den östlich des Niderentals gelegenen Teil des Verrucanos und zeigt eine geologische Karte (ohne topographische Grundlage) im Massstab 1:12 500.

Aus dem Bündner Teil des Kartengebiets (Sardona-Decke, Vorab-Komplex) liegen zwei sehr gut dokumentierte Diplommkartierungen auf topographischer Grundlage mit Profilen vor, beide im Massstab 1:10 000 (BÜRGISSER 1973, FELDER 1973). Die Erläuterungen dazu wurden zusammengefasst publiziert (BÜRGISSER & FELDER 1974). SIEGENTHALER (1974) bearbeitete alle Aufschlüsse der Nordhelve-

tischen Flysch-Gruppe im Sernftalgebiet, zeichnete Profile (bzw. horizontale Parallelprojektionen) im Massstab ca. 1:36 500 und eine Karte (ohne topographische Grundlage) der Wichlenalp im Massstab ca. 1:21 050. Auf diese und die weiter oben erwähnten Arbeiten aufbauend publizierte SCHMID (1975) eine Karte im Massstab ca. 1:214 000 mit Strukturlinien der Glarner Hauptüberschiebung, ein schematisches Profil im Massstab 1:200 000 und eine strukturgeologische Analyse. LIHOU (1995a, b, 1996a, b) untersuchte die Blattengrat- und Sardona-Decke im Gebiet des Calfeisentals, des Weisstannentals und der Ostseite des Sernftals und publizierte eine Strukturkarte im Massstab ca. 1:105 000 (LIHOU 1996a, pl. 1) und drei Profile im Massstab ca. 1:59 000 (LIHOU 1996a, pl. 2) für das Kartengebiet. Sie fasst die wichtigsten Resultate der bisherigen Arbeiten zusammen und wendet dabei die neuen tektonischen Ergebnisse von MILNES & PFIFFNER (1977) und PFIFFNER (1977, 1978, 1980, 1982, 1985, 1986) an, die im Wesentlichen auf Arbeiten am Kunkelsspass und im Kistenpassgebiet beruhen (vgl. PFIFFNER 2011).

In die aktuelle Karte flossen auch die unpublizierte Diplomkartierung aus der Gegend der Alp Foo 1:10 000 (KOCHER 2002) und die Kartierung 1:5000 aus der Umgebung des Landesplattenbergs Engi (GASSER 2006, GASSER & DEN BROK 2008) ein. Profile, Skizzen und Diskussionen, die sich auf die Kartierung des Gebiets beziehen, finden sich auch in Exkursionsberichten (TRÜMPY 1957, FUNK et al. 1983, PFIFFNER 1992, HERWEGH et al. 2008).

STRATIGRAPHIE

HELVETIKUM

Die im Gebiet von Blatt Elm auftretenden Sedimentgesteine sind permischen bis paläogenen Alters, die im helvetischen Raum abgelagert wurden und seit der Trias den südlichen europäischen Kontinentalrand bildeten. Es handelt sich dabei um nord- bis südhelvetische und ultrahelvetische Sedimente.

Die ältesten Gesteine des Kartengebiets sind kontinentale Klastika und Vulkanite der Verrucano-Gruppe des Perms, die wahrscheinlich in einem intramontanen Trog oder Graben im variszischen Grundgebirge des Aar-Massivs abgelagert wurden; ältere Sedimentgesteine als Perm oder gar eine kristalline Unterlage sind im Kartengebiet nicht aufgeschlossen. Von der Trias bis zum Paläogen entwickelte sich der helvetische Schelf am südlichen europäischen Kontinentalrand (FUNK et al. 1987). Die auf dem helvetischen Schelf abgelagerte Schichtreihe besteht aus häufig flachmarinen siltig-sandigen Karbonaten, Sandsteinen, schiefrigem Mergel und Tonstein. Dabei stechen die mächtige Felswände bildenden massigen mikritischen Kalke der jurassischen Quinten-Formation («Quintner Kalk» und Troskalk) im Feld ebenso hervor wie die Wandstufen bildenden Nummulitenkalke der paläogenen Euthal- und Bürgen-Formation. Die Schichtreihe schliesst mit einer mächtigen Abfolge von turbiditischem Sandstein und schiefrigem Tonstein ab, die im ultrahelvetischen Raum grösstenteils im Eozän abgelagert wurde und im nordhelvetischen Raum bis ins frühe Oligozän reicht.

Diese Sedimente liegen in zwei Stockwerken übereinander geschoben vor: das Unterhelvetikum unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung und das Oberhelvetikum oberhalb der Glarner Hauptüberschiebung. Im Folgenden wird zuerst die Stratigraphie des Unterhelvetikums, dann diejenige des Oberhelvetikums besprochen.

Eine gute Einführung in die Stratigraphie des Helvetikums geben beispielsweise FUNK et al. (1987), PFIFFNER (2011, 2015) und MENKFELD-GFELLER et al. (2016) sowie FELDMANN (2016) für den interessierten Laien.

UNTERHELVETIKUM

Die Sedimente des Unterhelvetikums lassen sich wie folgt gliedern (von unten nach oben; Fig. 2):

- *Parautochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs* (1): Über dem kristallinen Untergrund des Aar-Massivs, das in dieser Region nur südwestlich des Kartengebiets am Limmerensee in der Kistenpassregion (Bl. Tödi und Flims)

bzw. östlich des Kartengebiets bei Vättis (Bl. Vättis) zutage tritt, liegt die parautochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs, wovon im Kartengebiet nur ein sehr kleiner Teil des Eozäns (Stad-Formation) im tektonischen Fenster der Wichlenalp aufgeschlossen ist.

- *Allochthone Nordhelvetische Flysch-Gruppe (2)*: Als Teil der Sedimentbedeckung des Aar-Massivs, aber von diesem abgeschert und darauf überschoben, liegt allochthon der Hauptteil des in den Glarner Alpen aufgeschlossenen Sedimentstapels der paläogenen Nordhelvetischen Flysch-Gruppe (Eozän–Oligozän).
- *Blattengrat-Decke (3)*: Auf der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe überschoben liegen südhelvetische Sedimente der Blattengrat-Decke (Späte Kreide – Eozän).
- *Sardona-Decke (4)*: Auf der südhelvetischen Blattengrat-Decke überschoben liegen ultrahelvetische Sedimente der Sardona-Decke (Späte Kreide – Eozän).
- *Vorab-Komplex (5)*: Die parautochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs (1) wurde zusammen mit dem daraufliegenden Deckenstapel (2, 3 und 4) verfaltet und danach durch steilere Aufschiebungen und Überschiebungen durchschnitten. Dabei wurde ein Teil der schon verfalteten und verschuppten mesozoisch-känozoischen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs (Später Jura – Oligozän) zusammen mit der Blattengrat- und Sardona-Decke auf ihrem Rücken auf die verfalteten und verschuppten Decken der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe und der aufliegenden Blattengrat- und Sardona-Decke überschoben. Dieser allochthone, überschobene und verschuppte Teil (Vorab-Komplex, s. Kapitel Tektonik S. 133 ff.) besteht aus der allochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs und der daraufliegenden Blattengrat- und Sardona-Decke. Er tritt im Südwesten des Kartengebiets zutage und ist in verschiedene Schuppen unterteilt.
- *Schabell-Melange (6)*: Während der Bildung der Glarner Hauptüberschiebung wurden alle verfalteten und überschobenen Sedimente erneut durchbrochen und nordwärts überschoben. Dabei entstand unterhalb der Hauptüberschiebung das tektonische Schabell-Melange.
- *Tschingelhörner-Schuppen (7)*: Auf dem Schabell-Melange liegen an verschiedenen Orten die Tschingelhörner-Schuppen. Dies sind allochthone Teile der Sedimentbedeckung des Aar-Massivs (Frühe Kreide – Eozän), die als Relikte frontaler Partien der helvetischen Decken des Hangenden in späteren Phasen der Überschiebung unter die Hauptüberschiebung gerieten und überfahren wurden.
- *Lochsiten-Kalk (8)*: Direkt unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung liegt der Lochsiten-Kalk.

NNW

SSE

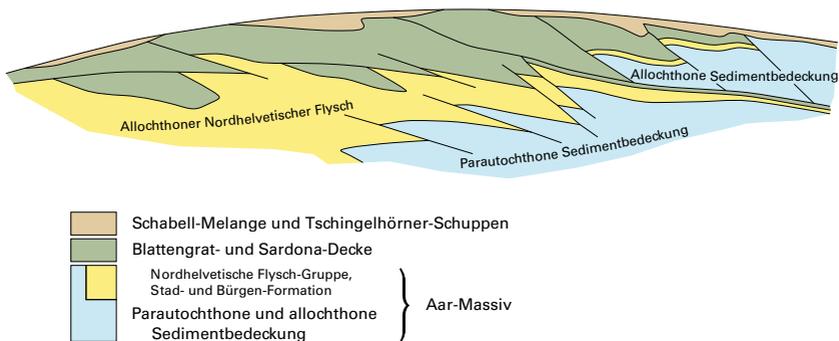


Fig. 2: Schematisches Profil der tektonischen Einheiten des Unterhelvetikums unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung.

AAR-MASSIV

SEDIMENTBEDECKUNG

Zur Sedimentbedeckung des Aar-Massivs (Fig. 3) werden im Kartengebiet folgende Einheiten gerechnet (Fig. 2): (1) die parautochthone Sedimentbedeckung des tektonischen Fensters der Wichlenalp (Stad-Formation; vgl. Taf. I, Profil 1, Taf. II), (2) die darauf überschobene allochthone Nordhelvetische Flysch-Gruppe (Taveyannaz-, Elm- und Matt-Formation; vgl. Fig. 4) der Hausstock-Decke und der Vorstegstock-Decke (vgl. Taf. II) sowie zwei kleine Vorkommen der Stad-Formation an der Basis der Vorstegstock-Decke unweit von Obererbs, (3) die Sedimentbedeckung des Aar-Massivs der Calanda-Schuppe, der Unteren und Oberen Mirutta-Schuppe und der Tschep-Schuppe (Quinten- bis Taveyannaz-Formation) im allochthonen Vorab-Komplex (vgl. Taf. II). Paläogeographisch und lithologisch gehören auch die Tschingelhörner-Schuppen zur ursprünglichen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs; diese werden aber als eigenständige tektonische Einheit weiter unten besprochen.

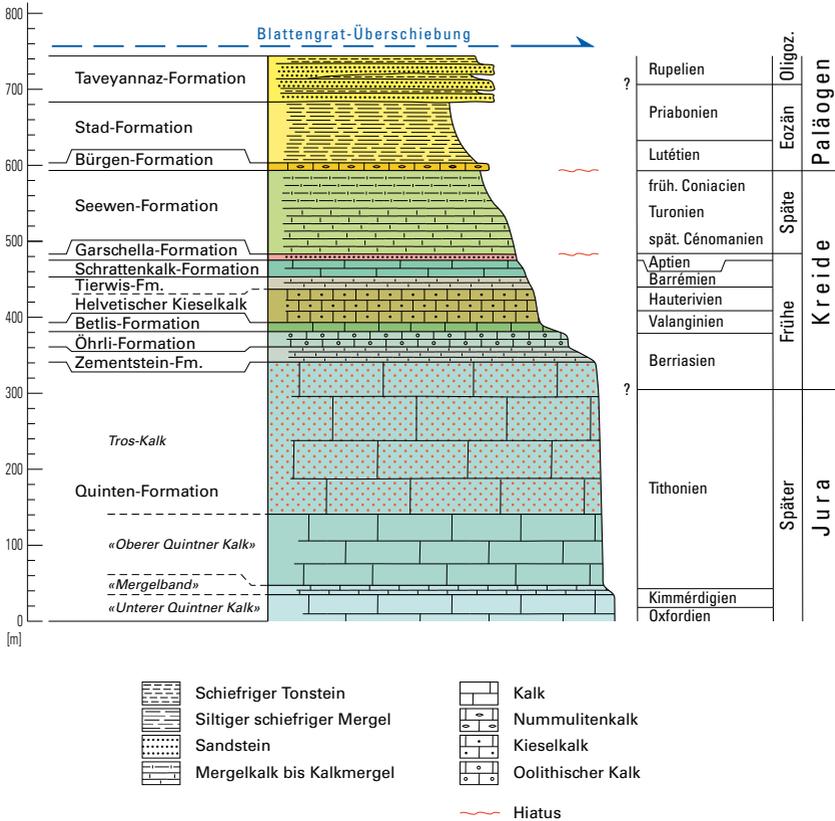


Fig. 3: Schematisches lithostratigraphisches Übersichtsprofil der Sedimentbedeckung des Aar-Massivs der tektonischen Einheiten des Vorab-Komplexes (Calanda-Schuppe, Untere und Obere Mirutta-Schuppe, Tschep-Schuppe). Die Abfolge ist gegen oben durch die basale Überschiebung der Blattengrat-Decke begrenzt, die Untergrenze entspricht den ältesten, im Kartengebiet aufgeschlossenen Schichten der gezeigten Einheiten.

Jura

Quinten-Formation

Die Quinten-Formation umfasst die ältesten Gesteine des Unterhelvetikums im Kartengebiet. Sie kommt im allochthonen Vorab-Komplex als Teil der Calanda-Schuppe im Talkessel von La Rusna im äussersten Südosten des Kartengebiets und als Teil der Tschep-Schuppe im nördlichen Sockel des Glarner Vorab am Südrand des Kartengebiets vor. Bei La Rusna wurden in der Quinten-Formation der Calanda-Schuppe vier Einheiten kartiert: «Unterer Quintner Kalk», das in dessen Dach befindliche «Mergelband» und «Oberer Quintner Kalk» sowie Tros-Kalk. Die Quinten Formation der Tschep-Schuppe besteht unter dem Vorab lediglich aus «Oberem Quintner Kalk» und Tros-Kalk. Beide Einheiten wurden zusammengefasst kartiert (i₈₋₈₁).

i₅₋₇ «Unterer Quintner Kalk», «Mergelband»

Bei La Rusna sind lediglich die obersten 30 m des «Unteren Quintner Kalks» aufgeschlossen. «Unterer Quintner Kalk» und «Mergelband» sind zusammengefasst, da das nur gut 10 m mächtige «Mergelband» im steilen Gelände auf der Karte nicht abgebildet werden kann; es wurde daher als gestrichelte Linie dargestellt.

Der «Untere Quintner Kalk» ist ein monotoner, undeutlich gebankter, hellgrau anwitternder dunkelgrauer dichter mikrosparitischer Kalk, stellenweise mit Horizonten intraformationeller dolomitischer Brekzie. Im Vorabgebiet treten in der Tschep-Schuppe zuoberst unregelmässig, schichtparallel angeordnete bis faustgrosse Silexknollen auf, bei denen es sich möglicherweise um Kieselschwämme gehandelt hat (WYSSLING 1950). Sicher bestimmbare Fossilreste wurden im Dünnschliff nicht gefunden (BÜRGISSER 1973). Das auf dem «Unteren Quintner Kalk» liegende «Mergelband» ist im Talkessel von La Rusna 10–12 m mächtig und besteht aus einer Wechsellagerung von scharf begrenztem, 5–15 cm mächtigem, hellgrau anwitterndem grauem dichtem Kalk und dunkelgrauem bis schwarzem Mergelkalk. Das «Mergelband» tritt morphologisch unter dem «Oberen Quintner Kalk» infolge geringerer Erosionsresistenz etwas stärker zurück.

Das Alter des «Unteren Quintner Kalks» wird mit spätem Oxfordien – Kimmeridgien angegeben, das des «Mergelbands» mit Kimmeridgien (KUGLER 1987, MOHR 1992b). Der Übergang zum «Oberen Quintner Kalk» ist durch das Verschwinden der Mergelkalklagen im Feld leicht zu erkennen.

i₈ «Oberer Quintner Kalk»

Beim «Oberen Quintner Kalk» handelt es sich um einen hellgrau anwitternden dunkelgrauen massigen Kalk mit eingelagerten Horizonten intraformationel-

ler dolomitischer Brekzie, die in ihrer Mächtigkeit stark schwanken, etwas stärker zurückerwittert und erkennbar geschichtet sind (WYSSLING 1950). Im Gebiet von La Rusna beträgt die Mächtigkeit ca. 100 m. Von unten nach oben erkennt man dort 30–35 m dichten Kalk, vereinzelt mit Echinodermermentfragmenten, weitere 50 m dichter Kalk, davon die unteren 1,5 m mit Kieselknollen, darüber auch mit dolomitischen Brekzienhorizonten. Im oberen Abschnitt befinden sich auch Biolithit- und Riffkalkbänke mit fast bis zur Unkenntlichkeit rekristallisierten Korallenstöcken, Nerineen sowie Riffschuttbrekzienlagen mit bis 10 cm grossen eckigen Komponenten sowie zuoberst spätigem Echinodermermentkalk. Die obersten 15–20 m des «Oberen Quintner Kalks» bestehen aus dolomitischen Brekzienhorizonten («Malmbrekzie», WYSSLING 1950) und geschiefertem Kalk. Am Vorab befindet sich in der Tschep-Schuppe eine bis zu 160 m mächtige Brekzienabfolge mit bis faustgrossen intraformationellen Komponenten, die etwas östlich von Pkt. 2344 m im Kar der Oberen Martinsmaad zwischen 2260 und 2320 m ü. M. gut aufgeschlossen und erreichbar ist («Malmbrekzie», WYSSLING 1950).

Das Alter des «Oberen Quintner Kalks» wird mit Tithonien angegeben (MOHR 1992a, b). Die Grenze zum Tros-Kalk wurde mit der Farbänderung vom Dunkelgrau des «Oberen Quintner Kalks» zum Hellgrau des Tros-Kalks gezogen.

*i*_{8T} *Tros-Kalk*

Der Tros-Kalk ist ein monotoner hellgrauer, plattiger bis massiger grobspätiger Kalk, der im Vorabgebiet gelegentlich Korallen und Nerineen führt («Korallenkalk», OBERHOLZER 1933, WYSSLING 1950). Aufschlüsse befinden sich z. B. am Zwölfhorn, etwa 50 m unterhalb des Dachs des Tros-Kalks auf ca. 2250 m ü. M. Im Gebiet von La Rusna wurden weder Korallen noch Nerineen, dafür Echinodermermentreste gefunden (BÜRGISSER 1973). WYSSLING (1950) erkannte im unteren Abschnitt im Vorabgebiet einen hellen porzellanartigen dichten Kalk mit mehreren lateral auskeilenden, 0–5 m mächtigen Horizonten intraformationeller dolomitischer Brekzie von rötlicher bis intensiv roter Färbung. Der obere Abschnitt besteht aus weissem bis hellviolettgrauem feinem zuckerkörnigem Kalk, der gelegentlich Korallen und Nerineen enthält.

Das Alter des Tros-Kalks reicht vom späten Tithonien bis zum frühen Berriasien (MOHR & FUNK 1995). Die Jura/Kreide-Grenze liegt demnach innerhalb des Tros-Kalks. Seine Gesamtmächtigkeit beträgt im Vorabgebiet 100 bis max. 200 m. Bei La Rusna, wo der Tros-Kalk senkrechte Wände bildet und die obersten 10 m grob gebankt sind, ist er etwa 80 m mächtig. Die Grenze zur Zementstein-Formation ist bereits aus der Ferne gut sichtbar durch die markante Verflachung des Geländes über der Steilwand des Tros-Kalks infolge der leichter erodierbaren, gut gebankten Kalk-Mergel-Wechselagerung der Zementstein-Formation. Der Tros-Kalk bildet den oberen Abschluss der Steilwand der Quinten-Formation.

Kreide

c_{1z} Zementstein-Formation

Die Zementstein-Formation besteht aus einer deutlichen, im cm- bis m-Bereich geschichteten Wechsellagerung von stahlgrauem oder hellbeigem Kalk und Mergel. Der Kalk ist feinkörnig mikrosparitisch und enthält keine Fossilien. Die Zementstein-Formation tritt im Kartengebiet sowohl im Vorabgebiet in der Tschep-Schuppe auf, wo sie etwa 30 m mächtig ist (WYSSLING 1950), als auch im Gebiet von La Rusna in der Calanda-Schuppe, wo sie etwa 20 m erreicht (BÜRGISSER 1973). Das Alter der Zementstein-Formation wird mit frühem – mittlerem Berriasien angegeben (MOHR & FUNK 1995). Der Kontakt zur darüberliegenden Öhrli-Formation ist scharf. Hinweise auf die mergelige Palfris-Formation fehlen; sie folgt paläogeographisch weiter südlich (FÖLLMI et al. 2007).

c_{1ö} Öhrli-Formation

Die Öhrli-Formation der Calanda- und der Tschep-Schuppe besteht aus hellgrau anwitterndem, frisch braungrauem bis dunkelgrauem dichtem bis spätigem oolithischem Kalk. Er ist gelegentlich mergelig-sandig und enthält stellenweise Seeigelstacheln sowie meist unbestimmbare Bruchstücke von Seeigeln, Echinodermen, Korallen, Nerineen und fraglichen Austern (WYSSLING 1950, BÜRGISSER 1973, FELDER 1973). Das Alter der Öhrli-Formation wird mit mittlerem – spätem Berriasien angegeben (FÖLLMI et al. 2007). Nach MOHR & FUNK (1995) reicht die Abfolge dagegen bis ins früheste Valanginien. Die Öhrli-Formation ist gut 20 m mächtig.

c_{2B} Betlis-Formation

Die Betlis-Formation wurde im Feld zusammen mit der Öhrli-Formation kartiert und nur anhand der farblichen Unterschiede mithilfe von Orthophotos in der Karte abgegrenzt. Im Gebiet La Rusna (Calanda-Schuppe) bildet die Betlis-Formation eine etwa 12 m mächtige Folge von gelblichgrau bis ocker anwitterndem braungrauem, teils mergeligem, teils spätigem feinkörnigem (oolithischem), Peloid führendem Kalk mit herauswitternden kieseligen Bruchstücken von Echinodermen, Muscheln und Gastropoden. Die oberen 4 m bestehen aus hellviolettgrauem sandigem Echinodermenkalk (WYSSLING 1950, BÜRGISSER 1973). Das Alter der Betlis-Formation wird mit frühem Valanginien angegeben (STRASSER 1982). Die scharfe Grenze der Betlis-Formation zum nachfolgenden Helvetischen Kieselkalk ist wegen seiner ockergelblichen Farbe gegen den dunkelbraun anwitternden Helvetischen Kieselkalk bereits aus der Ferne leicht zu erkennen.

c₃₋₄ **Helvetischer Kieselkalk, Tierwis-Formation**

Aufgrund der geringen Mächtigkeit und sehr ähnlichen Gesteinszusammensetzung wurden der Helvetische Kieselkalk und die Tierwis-Formation der Calanda- und der Tschep-Schuppe im Kartengebiet zusammengefasst kartiert.

Der *Helvetische Kieselkalk* beginnt im Gebiet von La Rusna in der Calanda-Schuppe (BÜRGISSER 1973) mit einem wenige cm-mächtigen Kondensations- bzw. Aufarbeitungshorizont mit schwarzen Phosphoritknollen und gelblichweissen Kieselaggregaten. Danach folgen 6–8 m dunkelgraubraun anwitternder spätiger, mehr oder wenig kieseliger feinkörniger Sandkalk, der eigentliche Kieselkalk, mit einem hohen Gehalt an detritischem Quarz, in den oberen 3–4 m stellenweise reich an Echinodermenresten. Die *Tierwis-Formation* besteht aus etwa 10 m grauem bis bräunlichem sandigem Kalk mit Austern (Drusberg-Member). Das Altman-Member wurde im Kartengebiet nicht angetroffen (BÜRGISSER 1973).

Trotz seines Fossilreichtums scheiterten Datierungsversuche im Helvetischen Kieselkalk bislang (FELDER 1973). Sein Alter wird mit frühem Valanginien bis spätem Hauterivien angegeben, dasjenige der Tierwis-Formation mit spätem Hauterivien bis spätem Barrémien (BURGER & STRASSER 1981). Zusammen sind Helvetischer Kieselkalk und Tierwis-Formation ca. 40–60 m mächtig. Die Grenze zur Schrattenkalk-Formation ist anhand des deutlichen Farbunterschieds klar zu ziehen.

c₄₋₅ **Schrattenkalk-Formation**

Die Schrattenkalk-Formation ist durch einen hellgrauen, schwach sandigen, meist feinkörnigen mikrosparitischen, lokal auch grobspätigen Biomikrosparit charakterisiert, letzterer mit rauer Oberfläche und herausgewitterten kalkigen und verkieselten Fossiltrümmern. Von Weitem erscheint der Kalk homogen, ohne interne Schichtung. Die Mächtigkeit erreicht im Gebiet von La Rusna in der Calanda-Schuppe 10–20 m. Es besteht ein scharfer Kontakt zum daraufliegenden glaukonitischen Sandstein der Garschella-Formation, stellenweise mit Karsttaschen.

Vergleichbare, (E)NE-streichende Karsttaschen entlang von kleineren Abschiebungen oder Klüften weiter westlich im Rawilgebiet wurden von CARDELO & MANCKTELOW (2014) als beginnende synsedimentäre Bruchtektonik der Späten Kreide interpretiert.

Das Rawil-Member («Orbitulinenschichten») und der «Obere Schrattenkalk» wurden hier erodiert und sind nicht mehr vorhanden (BÜRGISSER 1973, FELDER 1973). Als Alter des hier erhaltenen unteren Teils der Schrattenkalk-Formation gilt spätes Barrémien (FELDER 1973, FÖLLMI et al. 2007). Der hier erodierte obere Teil müsste demnach das frühe Aptien umfassen (LINDER et al. 2006). Die Grenze zur Garschella-Formation ist durch den deutlichen Farbunterschied einfach zu erkennen.

c₆₋₈ Garschella-Formation

Die Garschella-Formation der Calanda-Schuppe kommt auf der Alp Raschaglius, der Alp Surcruns und auf Plaun dil's Bots im südöstlichen Kartengebiet vor. Sie besteht aus dunkel anwitterndem dunkelbraun-grauem feinkörnigem glaukonitischem Sandkalk. Eine mikritische, kalzitisch-serizitische Matrix zementiert detritische Quarz- und bis 0,1 mm grosse chloritisierte Glaukonitkörner (BÜRGISSER 1973). Die gesamte Abfolge ist 4–7 m mächtig, wovon die unteren 20–30 cm kalkfrei sind und die unteren 2–3 m Pyrit enthalten. Die oberen ca. 0,8 m bildet massiger Glaukonitkalksandstein, der reich an schwarzen Phosphoritknöllchen und phosphorisierten Fossilien (Ammoniten) ist. Aus dieser Kamm-Bank des Selun-Members («Turrilitenschicht») konnte BÜRGISSER (1973) *Turrilites bergeri* BROGN und *Belemnopsis ultima* D'ORBIGNY bestimmen. BLUMENTHAL (1911) beschreibt weitere Ammonitenarten. Die Abfolge umfasst zeitlich lediglich das Albien, das Aptien ist in diesem nördlichen Teil des helvetischen Ablagerungsraums nicht vorhanden (WYSSLING 1950; vgl. Fig. 3). Die Grenze zur Seewen-Formation lässt sich anhand des deutlichen Farbunterschieds ziehen.

c₉ Seewen-Formation

Die Seewen-Formation tritt im Gebiet von Blatt Elm in der Südostecke am Tschanonca, auf der Alp Raschaglius, der Alp Surcruns und auf Plaun dil's Bots als Teil der Calanda-Schuppe und der Mirutta-Schuppen in Erscheinung. Es handelt sich um meist schlecht gebankten, hellgrau anwitternden dunkelgrauen dünnplattigen mikritischen Kalk und schiefrigen Kalkmergel. Nach oben wird der Kalk schiefrig. Die charakteristische Dünnplattigkeit entsteht tektonisch durch Schieferung. Beim Gehen über Schutt aus diesen Plättchen «klingt» es charakteristisch, ein brauchbares Kriterium für die Bestimmung als «Seewer Kalk».

Fossilienreste sind selten (u.a. Inoceramenbruchstücke), stellenweise enthält der Kalk Markasit-Zylinder und -Kugeln. Ein Übergang zum Globotruncanen führenden Mergel der Amden-Formation («Senonmergel», OBERHOLZER 1933) konnte nicht festgestellt werden; BÜRGISSER (1973) konnte mikroskopisch keine einzige Globotruncane nachweisen. Jüngere Kreideabfolgen sind demnach hier nicht erhalten (WYSSLING 1950). FELDER (1973) und BÜRGISSER (1973) konnten die Seewen-Formation nicht datieren, für BOLLI (1944) umfasst sie spätes Cénomaniem – frühes Coniacien bzw. frühes Spät-Santonien (Choltal-Member, OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978). Die Seewen-Formation erreicht Mächtigkeiten von ca. 25 m (Val Sax), 50 m (Raschaglius Sura), 60 m (Plaun dil's Bots) und 110 m (Piz da Sterls). In wieweit diese Mächtigkeitsunterschiede auf spätkretazische Bruchtektonik (vgl. CARDELLO & MANCKTELOW 2014) oder auf die spätere alpine Deformation zurückzuführen ist, kann hier nicht entschieden werden. Die scharfe Grenze gegen die nachfolgende Bürgen-Formation lässt sich im Feld aufgrund des Farbkontrasts leicht feststellen. Allerdings ist die Bürgen-Formation oft boudiniert, so

dass die Seewen-Formation dann direkt an den schiefrigen Mergel der Stad-Formation grenzt. In diesem Fall kann die Grenzziehung problematisch sein; die Grenze wurde dann durch Interpolation zwischen den Boudins gezogen.

Paläogen

e₄ Bürgen-Formation

Die Bürgen-Formation liegt in der Calanda-Schuppe und in den Mirutta-Schuppen am Tschanonca, auf der Alp Raschaglius, der Alp Surcruns und auf Plaun dils Bots transgressiv und mit scharfer Grenze auf der spätkretazischen Seewen-Formation. Die Abfolge beginnt mit einem 1,5–5 m mächtigen, im unteren Bereich meist fossilereeren grünbraun oder rostbraun anwitternden glaukonitischen Sandkalk, der im oberen Teil bis 4 cm grosse, oft hellgelbe oder hellgraue, zu Kalzitaggregaten rekristallisierte Assilinen der *spira*-Gruppe in einer mikritischen, kalzitisch-chloritischen Matrix führt; *Assilina exponens* fehlt (FELDER 1973). Die grünliche Farbe dieses «Assilinengrünsands» entsteht durch Chlorit als Umwandlungsprodukt der 0,2–0,8 mm grossen ursprünglichen Glaukonitkörner (FELDER 1973). Darüber folgen ca. 3 m gelbbraun anwitternder schiefriger Mergel und biomikritischer Kalk, mehr oder weniger reich an Nummuliten, Assilinen der *spira*- und *exponens*-Gruppe sowie Discocyclinen und deren Trümmern («Complanatenbank», ARN. HEIM 1908). Es folgen 2–5 m gelbbraun anwitternder dunkelgrauer schiefriger sandiger Mergel mit Pyritknollen, Foraminiferen (als kleine Pünktchen sichtbar), Echinoiden und Muscheln (u.a. Pecten; «Pectinidenschiefer»). Oberhalb der Alp Surcruns und auf Plaun dils Bots treten in der Bürgen-Formation unten zwei jeweils etwa 1,5 m mächtige, von schiefrigem Mergel getrennte glaukonitische Sandkalkbänke auf. Die untere führt reichlich Assilinen, die obere ist fossilleer, zeigt dafür verbreitet münzgrosse Rostflecken.

Das Alter der Bürgen-Formation ist mittleres Eozän (Lutétien, OBERHOLZER 1933, S.396ff., MENKVELD-GFELLER 1997), die Mächtigkeit beträgt weniger als 10 m. Die Grenze zur hangenden Stad-Formation wurde dort gezogen, wo der Mergel nicht mehr gelblich und nicht mehr sandig ist.

e₅₋₆ Stad-Formation

Die parautochthone Stad-Formation (Fig. 4) im tektonischen Fenster der Wichlenalp bildet die tektonisch tiefste aufgeschlossene Gesteinsformation des Kartengebiets in der Wichlen, etwa bei Koord. 2726.300/1194.100. Auch nördlich von Obererbs, im Einschnitt des Erbsbachs bei Pkt. 1601 m, ist die Stad-Formation aufgeschlossen. Es handelt sich um grauen, gelblich grau anwitternden monotonen schiefrigen siltigen Mergel, der gelegentlich eine Schichtung durch etwas

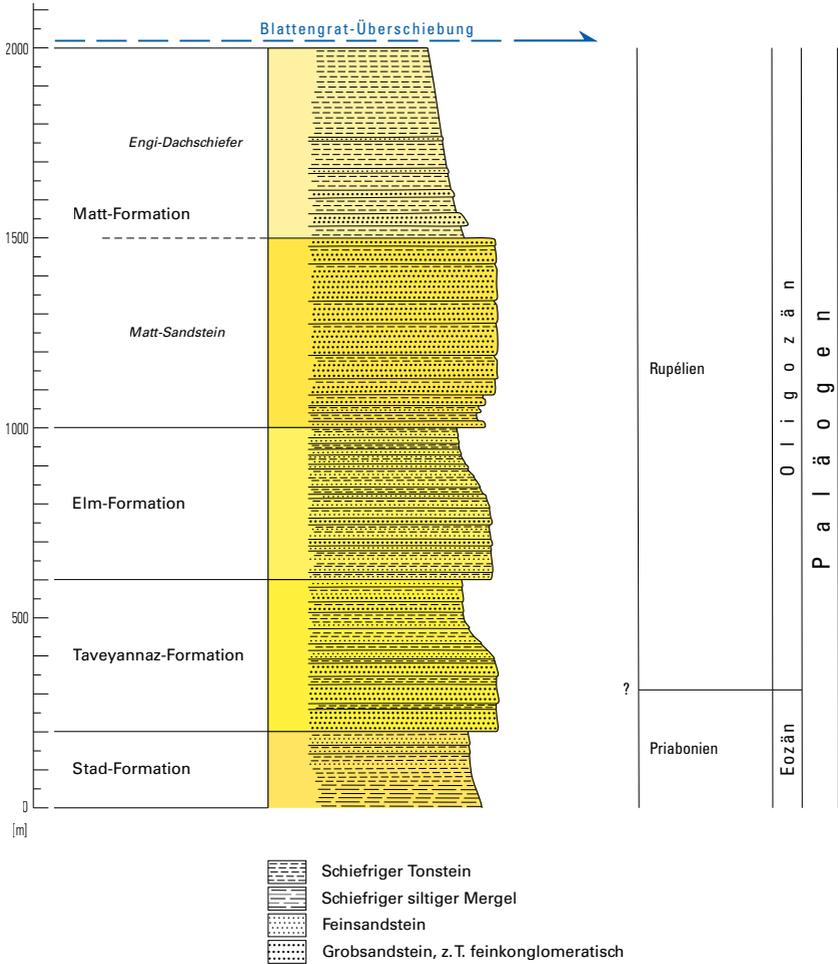


Fig. 4: Schematisches lithostratigraphisches Übersichtprofil der parautochthonen und allochthonen paläogenen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs im Gebiet des Blatts Elm (verändert nach TRÜMPY 1980, Fig. 20).

bräunlichere, wenige cm mächtige gradierte Feinsand- oder Siltbänkchen erkennen lässt. Fast überall ist die verwitterte Oberfläche des schiefrigen Mergels mit mm-grossen dunklen Pünktchen oder Körnchen übersät; dabei handelt es sich um Globigerinen («Globigerinenmergel», z.B. OBERHOLZER 1933, S. 414). Etwas dunklere graue, bis zu cm-breite Schlieren, die sich als Grabgänge bzw. Bioturbation interpretieren lassen, geben der verwitterten Oberfläche ein fleckiges Aussehen und erinnert an den schiefrigen Mergel der Stad-Formation der Blattengrat-Decke. Letzterer hat aber aufgrund des höheren Kalkgehalts meist eine hellere Farbe (s. u.). Die planktonischen Foraminiferen (Globigerinen) weisen auf ein eozänes Alter hin (Yprésien – Priabonien; z.B. MENKVELD-GFELLER et al. 2016). Die Untergrenze der Stad-Formation gegen die Bürgen-Formation ist etwa 1 km südlich der Kartengebietsgrenze im Jetzloch (bei Koord. 2728.750/1193.370, Bl. Flims) aufgeschlossen. Die Stad-Formation ist dort etwa 200 m mächtig.

Bei der allochthonen Stad-Formation der Calanda-Schuppe und der Mirutta-Schuppen (vgl. Fig. 3) im Südosten des Kartengebiets handelt es sich um einen gebankten, meist dunkelgrauen bis grauschwarzen blättrigen schiefrigen, nur selten schwach siltigen Mergel, dessen Globigerinen als dunkle Pünktchen auf der angewitterten Oberfläche meist gut sichtbar sind. Der Mergel enthält ca. 15% detritischen Quarz. FELDER (1973) und BÜRGISSER (1973) konnten mit Hilfe von Dünnschliffen erkennen, dass es sich bei den (rekristallisierten) Foraminiferen um Globigerinen handelt, jedoch ohne sie näher bestimmen zu können; weitere Fossilien lassen sich nicht finden. Das Alter der Stad-Formation umfasst Lutétien–Priabonien, ihre Mächtigkeit beträgt hier, tektonisch bedingt, 10–80 m. Die Abgrenzung zur darüberliegenden Taveyannaz-Formation erfolgt mit der ersten Sandsteinbank.

Der schiefrige Mergel der Stad-Formation der Calanda- und Mirutta-Schuppen unterscheidet sich von demjenigen der Wichlenalp durch eine dunklere Farbe, was wahrscheinlich auf einen niedrigeren Kalkgehalt zurückgeführt werden kann. Er erinnert stark an den Mergel der Stad-Formation in der Blattengrat-Decke («Martinsmad-Flysch», s. u.).

Nordhelvetische Flysch-Gruppe

Zur Nordhelvetischen Flysch-Gruppe gehören im Gebiet von Atlasblatt Elm (1) die mächtigen Vorkommen im Sernftal in der Hausstock-Decke und der daraufliegenden Vorstegstock-Decke und die geringmächtigeren Vorkommen der auf der Vorstegstock-Decke liegenden Leiterberg- und Chüebled-Schuppen (vgl. Taf. I, Profil 1; Taf. II) sowie (2) die Vorkommen in der Unteren Mirutta-Schuppe im Vorab-Komplex bei Il Vonn und zwischen Piz Atlas und Ofen sowie südlich der Martinsmadhütte zwischen Grischsattel und Zwölfhorn (vgl. Taf. I, Profile 3, 4).

Die Nordhelvetische Flysch-Gruppe des Sernftals besteht aus einer wahrscheinlich 1,5–2,5 km mächtigen Abfolge von Sandstein- und schiefrigen Tonsteinbänken (Fig. 4). Bei den Sandsteinbänken handelt es sich meist um typische Turbi-

dite: Die Bankunterseite ist gegen den unterliegenden schiefrigen Tonstein scharf begrenzt und zeigt vielfach Strömungs- und Belastungsmarken. Intern sind häufig Gradierung, Schrägschichtung und konvolute Lamination («Wickelschichtung») erkennbar. Es handelt sich um «echte», d.h. während der Orogenese gebildete Flyschablagerungen. Die Nordhelvetische Flysch-Gruppe des Sernftals wurde von SIEGENTHALER (1974) detailliert beschrieben. Die Gesteine sind entlang den bewaldeten Hängen des Sernftals von Engi bis ins hinterste Hinterland im Südwesten von Elm an vielen Stellen gut aufgeschlossen. Von VUAGNAT (1944, 1952) und SIEGENTHALER (1974) wurden sie mit Hilfe mikroskopisch-petrographischer Kriterien in drei Formationen eingeteilt, von unten nach oben die Taveyannaz-Formation, die Elm-Formation und die Matt-Formation (Fig. 4).

c₆-o_{IT} Taveyannaz-Formation

Die Taveyannaz-Formation ist im hinteren Hinterland bei Elm im Südwesten des Kartiergebiets aufgeschlossen. Sie liegt in grossen (km-Massstab) liegenden Falten in der Vorstegstock-Decke am Schafgang, Erbser Stock und auf Ober Erbs («Vorstegsandstein», STYGER 1961, SIEGENTHALER 1974) sowie in der daraufliegenden Chüebled-Schuppe direkt unter der Glarner Hauptüberschiebung («verschürfter Taveyannaz-Sandstein», SIEGENTHALER 1974). Die Formation ist 400–500 m mächtig, wovon die unteren 50–200 m vorwiegend aus Sandstein bestehen, der Rest aus einer Wechselfolge von schiefrigem Tonstein mit einzelnen Sandsteinbänken oder grösseren Paketen von Sandsteinbänken (Fig. 4).

Der Taveyannaz-Sandstein ist ein massiger, sehr harter, hell- oder dunkelgrüner bis grünlich-grauer Sandstein. Von weitem erscheint er oft hellgrün-gelblich wegen des Auftretens von den für Quarzgesteine typischen Flechten. Charakteristisch ist ein gesprenkeltes Aussehen, das durch unscharf begrenzte, von weissem Quarz umrandete hellgrüne rundliche Chloritaggregate von 1–2 mm Durchmesser verursacht wird, bei denen es sich um metamorph umgewandelte vulkanische Gesteinsfragmente handelt. Der Sandstein tritt in 0,5–5 m mächtigen Bänken auf, die durch dünne Lagen dunkelgrauen schiefrigen Tonsteins getrennt werden. Es handelt sich um Turbidite, meist mit Strömungsmarken an der Unterseite, intern gradiert mit Schrägschichtung und konvoluter Lamination. Daneben treten auch Sandsteinbänke mit grösseren gerundeten andesitischen Gesteinsbruchstücken und bis zu 30 cm grossen schwarzen schiefrigen Tonsteinfetzen auf. Der Taveyannaz-Sandstein ist in der Regel schlecht sortiert, die meist eckigen Körner bestehen aus reichlich vulkanischen Gesteinsfragmenten, Plagioklas, Orthoklas, Augit in chloritischer Grundmasse, Hornblende, Quarz und Glimmer (OBERHOLZER 1933). Der vulkanische Detritus entstand nach SIEGENTHALER (1974) sowohl durch Erosion vulkanischer Ablagerungen als auch durch direkte vulkanische Einstreuung. Eine eingehende sedimentologische Interpretation der Taveyannaz-Formation lieferte SINCLAIR (1992).

Nach der petrographischen Klassifikation von VUAGNAT (1952) handelt es sich um Taveyannaz-Sandstein vom Typ II, III und IV (SIEGENTHALER 1974). Sandsteinbänke des Typs II sind durch das Auftreten von Gesteinsfragmenten von Andesit bzw. Basalt mit Resten unzersetzten Augits bzw. Hornblende gekennzeichnet. Makroskopisch sind sie grün oder grünlich gefleckt, ausnahmsweise auch graugrün gefärbt. Sandsteinbänke des Typs III sind durch das Auftreten von Gesteinsfragmenten von Andesit bzw. Basalt ohne Reste frischen Augits bzw. Hornblende charakterisiert. Makroskopisch unterscheiden sie sich nicht vom Typ II. Sandsteinbänke des Typs IV sind durch das Auftreten von Gesteinsfragmenten von albitischem bzw. chloritischem Spilit gekennzeichnet und erscheinen makroskopisch dunkelgrau. Der hellgrüne, oft gesprenkelte Taveyannaz-Sandstein des Typs II und III lässt sich im Feld gut erkennen. Es handelt sich um den «echten» Taveyannaz-Sandstein OBERHOLZERS (1933). Demgegenüber ist der dunkelgraue Taveyannaz-Sandstein vom Typ IV im Feld praktisch nicht von den Sandsteinen der anderen Formationen der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe zu unterscheiden.

In der Nord- und Ostwand des Schafgangs sind komplizierte Faltenstrukturen erkennbar. Sie könnten durchaus durch syndementäre Gleitung (Slumpstrukturen) entstanden sein. Eindeutige Beweise für syndementäre Faltung und Gleitung, wie z.B. diskordantes Abschneiden von verfalteten Schichten und anschließendes sedimentäres Überdecken, konnten jedoch nirgends gefunden werden.

Der dunkelgraue bis schwarze kalkarme schiefrige Tonstein enthält dünne Siltlaminae und ist vom schiefrigen Tonstein der anderen Formationen der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe nicht zu unterscheiden. Im Vorstegstockgebiet hat STYGER (1961) im schiefrigen Tonstein zwischen Taveyannazsandstein-Bänken priabone Kleinforaminiferen (hauptsächlich Globigerinen und kleine Discocyclinen) gefunden. Da Aufarbeitung von älteren Ablagerungen nicht von der Hand zu weisen ist (STYGER 1961, S. 121), sind die Ablagerungen sicher nicht älter als Priabonien (37,71–33,9 Ma, COHEN et al. 2013). Weitere Fossilien wurden nicht gefunden.

Eine radiometrische Datierung detritischer Hornblende aus Andesitfragmenten des Taveyannaz-Sandsteins (FISCHER & VILLA 1990) ergab ein K-Ar-Alter von ca. 32 Ma (Rupélieu, frühes Oligozän), das dem Alter der Pluton-Intrusionen des Bergells entspräche. Ar-Ar-Alter aus Amphibolen des Nordhelvetischen Flyschs in Savoien (Frankreich) lieferten $32,5 \pm 0,2$ Ma (RUFFINI et al. 1995, 1997). Diese Alter sind in Übereinstimmung mit den U-Pb-Altern aus detritischen Zirkonen von 35 ± 3 Ma des Nordhelvetischen Flyschs bei Bürglen UR (ANFINSON et al. 2020) und 41–33 Ma der Sandsteine der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe im Glarner Gebiet (LU et al. 2018). Sie fanden zwei Altersgruppen in den Zirkonen der Sandsteine, deren Herkunft sie der Adamello- bzw. Bergell-Intrusion zuordneten. U-Pb-Alter von detritischen Zirkonen werden als Maximalalter interpretiert.

Am Rinderboden oberhalb der Wichlen, im Einschnitt des Mattbachs auf 1570–1600 m ü. M., hat STIEGENTHALER (1974, S. 52) in Sandsteinen an der Basis der Taveyannaz-Formation Pectiniden, Nummuliten, Discocyclinen und unbestimmbare Bruchstücke organischer Herkunft gefunden, deren Alter er aber nicht bestimmen konnte.

Die Untergrenze der Taveyannaz-Formation gegen den schiefrigen Mergel der Stad-Formation ist bei Pkt. 1601 m im Einschnitt des Erbsbachs bei Ober Erbs anhand des Fehlens von makrokopisch erkennbaren Foraminiferen im schiefrigen Tonstein der Taveyannaz-Formation rasch und leicht zu bestimmen. Ob die Grenze rein stratigraphisch ist oder ob es sich um eine Überschiebung handeln könnte, ist wegen der nachträglichen Deformation und Schieferung schwer festzustellen. Etwa 2 km weiter westlich, beim Erbser Stock und am Schafgang, sind keine Sedimente der Stad-Formation mehr unter dem Taveyannaz-Sandstein vorhanden; sie wurden wohl durch die Vorstegstock-Überschiebung (vgl. Taf. II, V) abgeschnitten.

Die Taveyannaz-Formation der Unteren Mirutta-Schuppe im oberen Segnas Sut, Las Palas und, in überkippter Lage, in Il Vonn und westlich vom Grischsattel entlang der Tschep-Überschiebung im Ober Maad (Martinsmaad) bis zum Zwölfhorn besteht aus rostrot anwitternden, graugrünen massigen bis grobplattigen harten Sandsteinbänken. Die einzelnen, bis 3 m mächtigen Sandsteinbänke werden durch bis mehrere Meter mächtige dunkelgraue bis schwarze, kalkarme bis kalkfreie schiefrige Tonsteinlagen getrennt. Die turbiditischen Sandsteinbänke zeigen Gradierung und Schrägschichtung sowie Strömungsmarken an der Unterseite der Schichten. Der rostbraun anwitternde schiefrige Tonstein ist stellenweise als Schmitzen im Sandstein enthalten (WYSSLING 1950). Beim fossilereen Sandstein handelt es sich um eine Arkose bis Subarkose, die mässig gerundeten Körner sind schlecht sortiert. Der Quarzgehalt liegt bei 20–40%, beim Feldspat überwiegt Plagioklas gegenüber Kalifeldspat (FELDER 1973). Gesteinstrümmer sind selten, Pyroxen und Hornblende fehlen völlig. Auffallend ist die Abwesenheit von Vulkanittrümmern. Nach FELDER (1973) handelt es sich um einen Taveyannaz-Sandstein vom Typ IV. Das Alter der Taveyannaz-Formation konnte hier nicht bestimmt werden, wird jedoch – analog zum südwestlichen Kartengebiet – Teile des Priaboniens und Rupéliens umfassen. Die Taveyannaz-Formation ist hier bis zu 60 m mächtig. Gegen oben ist die Formation durch die Blattengrat-Überschiebung und dem darauf liegenden schiefrigen Mergel der Stad-Formation tektonisch begrenzt. Da dieser Mergel kalkreich ist, lässt er sich leicht vom kalkarmen schiefrigen Tonstein der Taveyannaz-Formation unterscheiden.

o_{1E} Elm-Formation

Die Elm-Formation («Grès du Val d'Illicz», VUAGNAT 1944; MENKVELD-GFELLER et al. 2016) besteht aus einer Abfolge von ca. 400 m Sandstein und schiefrigem Tonstein (Fig. 4) der Hausstock-Decke. Aufschlüsse finden sich im Bergsockel südlich von Elm, in den steilen Wänden der unteren Schlucht des Raminbachs,

in den Hängen von Bischofalp und Empächli bis etwa 2000 m.ü.M. sowie an den Flanken des Sernftals zwischen Elm und Matt, vom Stuelegghorn über den mittleren Bereich des Chrauchtal-Südhangs bis an die Altstafelplanggen. OBERHOLZER (1933, 1942) kartierte die Abfolge als «Aldorfer Sandstein»; nach BRÜCKNER (1937) handelt es sich um den «Unteren Aldorfer Sandstein».

Der dunkelgrün bis dunkelbraun anwitternde, frisch blaugraue bis grüngraue Sandstein, der im unteren Teil der Formation klar überwiegt, ist hart und meist fein-, bisweilen auch grobkörnig. Er enthält reichlich weissen Quarz und Feldspat sowie stets auch weiss glänzende Glimmerblättchen. Der Sandstein ist deutlich gebankt, mit einzelnen, von wenigen cm bis zu ca. 6 m mächtigen Lagen. Dabei handelt es sich um gradierte Turbidite mit Schrägschichtung und konvolute Lamination sowie mit Strömungsmarken an den Bankunterseiten. Einzelne Bänke enthalten faustgrosse schwarze schiefrige Tonsteinfetzen. Petrographisch entspricht der Sandstein der Elm-Formation dem Typ «Grès du Val d'Illicz» der Klassifikation von VUAGNAT (1952). Gegenüber den Sandsteinen der Taveyannaz-Formation sind die Gesteinsfragmente polymikter zusammengesetzt und enthalten weniger Fragmente von Ergussgesteinen, dafür mehr spilitische Diabasfragmente. Der dunkelgraue bis schwarze feste schiefrige Tonstein lässt sich oft in dünne Blätter spalten und ist gelegentlich schwach kalkig. Die glatten Flächen glänzen aufgrund des Vorhandenseins von Glimmerschüppchen meist ein wenig matt. Der schiefrige Tonstein zeigt oft eine etwas rostbraune Verwitterungsfarbe. Es treten bis zu 60 m mächtige schiefrige Tonsteinlagen zwischen den Paketen von Sandsteinbänken auf (WEGMANN 1961). Der obere Teil der Elm-Formation ist am tonsteinreichsten. Eine bis 5 m mächtige Abfolge von schiefrigem Tonstein wurde im Elmer Plattenberg abgebaut (s. Kapitel Mineralische Rohstoffe, S. 190).

Nach WEGMANN (1961, S. 41) wurden im Plattenberg von Elm Fossilien – Fischreste und ein Vogel – gefunden, die allerdings nie bestimmt werden konnten und verschwunden sind. Weitere Fossilfunde sind aus der Elm-Formation nicht bekannt (STYGER 1961, S. 121). U-Pb-Alter von Zirkonen aus Sandsteinen vermutlich der Elm-Formation im Linthtal fallen in den Bereich von 33–29 Ma, womit zumindest die jüngsten Anteile der Elm-Formation ein frühligozänes (Rupélien) Alter hätten (LU et al. 2018). Die Basis der Elm-Formation grenzt an den schiefrigen Mergel der Stad-Formation auf der Wichlenalp (etwa bei Koord. 2726.930/1194.010). Der Übergang vollzieht sich rasch und die Grenze ist leicht zu bestimmen: Der schiefrige Mergel der Stad-Formation ist kalkreich und reich an Foraminiferen, der schiefrige Tonstein der Elm-Formation ist dagegen kalkarm und frei von Foraminiferen. Die Schieferflächen der Elm-Formation glänzen häufig und wittern oft auch schwach rostbraun an. Nach wenigen Metern folgen die ersten Sandsteinbänke der Elm-Formation. Ob die Grenze tektonisch (STYGER 1961, WEGMANN 1961) oder stratigraphisch (SIEGENTHALER 1974) ist, lässt sich im Aufschluss schwer entscheiden. Aus dem Fehlen der Taveyannaz-Formation auf der Wichlenalp schlossen STYGER (1961) und WEGMANN (1961), dass die Elm-Forma-

tion auf die Stad-Formation überschoben wurde, und dass die Hausstock-Überschiebung durch die Sequenz hinaufschneidet.

Abgrenzung zwischen Taveyannaz- und Elm-Formation

SIEGENTHALER (1974, S.36) legte die Grenze zwischen Taveyannaz- und Elm-Formation dort, wo erstmals Diabaskomponenten im Dünnschliff erkannt werden können, also beim ersten Vorkommen eines Sandsteins vom Typ «Grès du Val d'Illiez». Allerdings ist diese Grenze nur mikroskopisch festzustellen, nicht aber im Feldaufschluss. Für WEGMANN (1961) und STYGER (1961) entsprechen die Sandsteinvorkommen südlich von Elm und auf der Wichlenmatt dem Typ «Grès du Val d'Illiez», also der Elm-Formation nach SIEGENTHALER (1974). Für SIEGENTHALER (1974) selber handelt es sich jedoch um Taveyannaz-Sandstein des Typs IV («Ruchi-Sandstein»); er zieht die Grenze zur Elm-Formation daher weiter nördlich im Sernftal an der rechten Talseite bei Sulzbach in der Sulzrus auf 1070 mü.M. Darunter besteht für ihn die Abfolge aus Taveyannaz-Sandstein vom Typ IV, darüber vom Typ «Grès du Val d'Illiez». SIEGENTHALER (1974, Fig. 3) hat diese Grenze aber weder im Profil noch auf einer Karte verzeichnet; auch zeigt er kein Profil, wie die Sandsteine südlich von Elm mit denjenigen nördlich in Verbindung stehen könnten. Wir folgen daher den Beobachtungen von WEGMANN (1961) und STYGER (1961) und zählen den Sandstein, der nach SIEGENTHALER (1974) dem Taveyannaz-Sandstein Typ IV entspricht, zum Typ «Grès du Val d'Illiez» und damit zur Elm-Formation. Die Grenze zwischen Taveyannaz- und Elm-Formation wird – in Übereinstimmung mit OBERHOLZER (1933, 1942) – im Feld dort gezogen, wo grüner Taveyannaz-Sandstein vom Typ II und III nicht mehr zu erkennen ist.

o_{1M} Matt-Formation

Die Matt-Formation («Flysch von Matt-Engi», ARN, HEIM 1908; MENKVELD-GFELLER et al. 2016) besteht aus einem unteren, etwa 500–1000 m mächtigen sandigen Member (Matt-Sandstein, «Grès de Matt», VUAGNAT 1952), und einem oberen, ebenfalls etwa 500–1000 m mächtigen schiefrigen Member (Engi-Dachschiefer, SIEGENTHALER 1974; Fig. 4). Die Matt-Formation baut die unteren Hänge des Sernftals zwischen Matt und Engi auf, die beiden Member wurden dort separat kartiert. Ein Typusprofil des Matt-Sandsteins könnte in der Stosswand liegen (Basis bei Koord. 2731.400/1201.050, SIEGENTHALER 1974), für den Engi-Dachschiefer kommt die Lokalität Diggerwald in Engi-Hinterdorf infrage (Basis bei Koord. 2731.500/1204.350, SIEGENTHALER 1974).

Matt-Sandstein

Der fast überall überkippt liegende Matt-Sandstein unterscheidet sich im Feld kaum vom Sandstein der Elm-Formation. Es handelt sich um gut gebankten, hell-

grau bis dunkelbraun anwitternden, frisch blau- bis grüngrauen massigen Sandstein, der oft eine scharf begrenzte Unterseite mit Strömungsmarken besitzt und durch Wickel- und Schrägschichtung geprägt ist. Die Bänke sind meist weniger als 1 m dick, können aber auch bis 10 m Mächtigkeit erreichen. Im fein- bis grobkörnigen Sandstein sind bis mehrere mm-, selten cm-grosse eckige Quarz- und Feldspatkomponenten und bis zu 10 cm grosse schiefrige Tonstein- und Mergelfetzen enthalten. Letztere führen Globigerinen, wie sie auch im schiefrigen Mergel der Stad-Formation gefunden werden (SIEGENTHALER 1974). Zwischen den Sandsteinbänken befindet sich schiefriger, stark siltig-feinsandiger Tonstein. Petrographisch entspricht der Matt-Sandstein dem Typ «Matt-Gruontal» (VUAGNAT 1952), d.h., er ist frei von vulkanischem Detritus. Nur vereinzelt treten noch Sandsteinbänke des Typs «Grès du Val d'Illeiz» mit splitischen Diabasfragmenten auf, die für die Elm-Formation charakteristisch sind. Im Feld lässt sich der Unterschied nicht erkennen.

Die Basis der Matt-Formation bildet die ca. 50 cm mächtige, Fossilien führende «Sandsteinbank von Rüschenweid» (SIEGENTHALER 1974). Es handelt sich um einen orangebraun anwitternden, frisch bräunlichen feingeschichteten Grobsandstein, der viele planktonische Grossforaminiferen führt, darunter Nummuliten, Operculinen und Heterosteginen – vorwiegend Formen des späten Mittel- bis Späteozäns (SIEGENTHALER 1974, S. 42). SIEGENTHALER (1974) nimmt an, dass zumindest eine teilweise Aufarbeitung stattgefunden hat und die Fossilien aus der Erosion von älteren eozänen Schichten stammen. Die Typlokalität (und zugleich der einzige bekannte Aufschluss) liegt zuoberst in der Schrändenus nordöstlich von Matt auf 1330 m ü.M. (bei Koord. 2732.280/1203.400), etwa 10–20 m unterhalb der Überschiebung der Blattengrat-Decke. Der Aufschluss ist mittlerweile klein, schlecht und aufgrund der Steilheit schwer zugänglich. Die radiometrischen U-Pb-Alter aus Zirkonen einer Probe des Matt-Sandsteins aus dem alten Steinbruch bei Matt liegen im Bereich von 33–29 Ma (Rupélieu, LU et al. 2018). Der Übergang vom Matt-Sandstein in den nachfolgenden Engi-Dachschiefer erfolgt relativ rasch, die Grenze wurde dort gezogen, wo das Sandstein/Tonstein-Verhältnis 1 unterschreitet.

Es ist nicht auszuschliessen, dass die Sandsteinabfolge der Matt-Formation im Sernftal über die Elm-Formation überschoben wurde, wie es FREY & LEUPOLD (1966, vgl. SIEGENTHALER 1974, S. 57) vermuten.

o_{1ME} *Engi-Dachschiefer*

Der Engi-Dachschiefer besteht aus einer Wechsellagerung von schiefrigen, mm- bis cm-dicken, meist hellgrau anwitternden, dunkelgrauen kalkigen Silt- und schwarzen schiefrigen Tonsteinlagen mit einem hohen Anteil an organischem Material. Die hellere Farbe der Siltlagen entsteht durch einen höheren detritischen Kalkanteil. Im unteren Abschnitt des Engi-Dachschiefers treten einige Sandstein-

bänke von mehreren dm bis m Mächtigkeit auf. Diese wittern gelblich-braun an, sind massiv, schräggeschichtet und gradiert und zeigen an den Bankunterseiten Belastungs- und Strömungsmarken. Es handelt sich um Sandsteine vom Typ «Matt-Gruontal» mit 60% eckigen Quarzkörnern, 20–30% Gesteinsbruchstücken (Dolomit, Kalk) sowie 10–20% Hellglimmer, Pyrit und dunklen Tonmineralen (GASSER 2006). Die schiefrigen Silt- und Tonsteinlagen zeigen ebenfalls eine normale Gradierung. Gespaltete Platten besitzen eine etwas hellere, raue, harte, gröbere Unterseite («Härte») und eine schwarze, glatte, weiche, feinere Oberseite («Linde»; bergmännische Bezeichnungen; vgl. HEER & BLUMER-HEER 1846, S. 65, FURRER & LEU 1998, GASSER 2006). Feinkörniger heller Glimmer ist in der Schichtung eingeregelt.

Im Landesplattenberg bei Engi wurden im Engi-Dachschiefer während des Schieferabbaus viele Fossilien von Knorpelfischen, Knochenfischen, Schildkröten, Vögel und Pflanzen sowie Rollmarken von Fischwirbeln gefunden (WETTSTEIN 1886, FURRER & LEU 1998). Wegen der zahlreichen Fische wurde daher auch vom «Glarner Fischeschiefer» (MAYER 1877, MAYER-EYMAR 1887) gesprochen. Aus anderen Schieferbrüchen im Engi-Dachschiefer in der Umgebung von Engi sind keine Fossilfunde bekannt geworden. Foraminiferen wurden nicht gefunden (FURRER & LEU 1998). Das Alter der Fossilien ist «mit einem hohen Grad an Wahrscheinlichkeit» (FRÖHLICHER & WEILER 1952, SIEGENTHALER 1974, S. 64) ins frühe Oligozän (Rupélien) einzustufen (WETTSTEIN 1886). Die stratigraphische Obergrenze des Engi-Dachschiefers ist unbekannt und nicht aufgeschlossen. Es handelt sich um die jüngsten Schichten des helvetischen Ablagerungsraums. Nach oben werden sie tektonisch von der Blattengrat- und der Rietboden-Überschiebung (vgl. Taf. II) begrenzt.

BLATTENGRAT-DECKE

Die Gesteinsabfolge der Blattengrat-Decke entstammt paläogeographisch dem südhelvetischen Ablagerungsraum (LIHOU 1995b). Im Kartengebiet besteht sie, von unten nach oben, aus schiefrigem Mergel der Amden- und der Wang-Formation (Späte Kreide), Nummuliten führendem glaukonitischem Sandstein («Grünsand») und Kalk der Euthal- und der tiefsten Bürgen-Formation (frühes-mittleres Eozän) sowie aus schiefrigem Mergel der Stad-Formation (mittleres-spätes Eozän; Fig. 5).

LEUPOLD (1942) zählte zusätzlich den – seiner Meinung nach auf der Stad-Formation abgelagerten – späteozänen «Lavtina-Flysch» (ein Paket aus Flyschsandstein und schiefrigem Mergel und Tonstein), den OBERHOLZER (1933) zum «Wildflysch» gerechnet hatte, zur Abfolge der Blattengrat-Decke und bezeichnete die ganze spätkreatazisch-späteozäne Abfolge als «*Blattengrat-Flysch*». RÜEFLI (1959) und WEGMANN (1961) konnten jedoch zeigen, dass es bei grossen Teilen des «Lav-

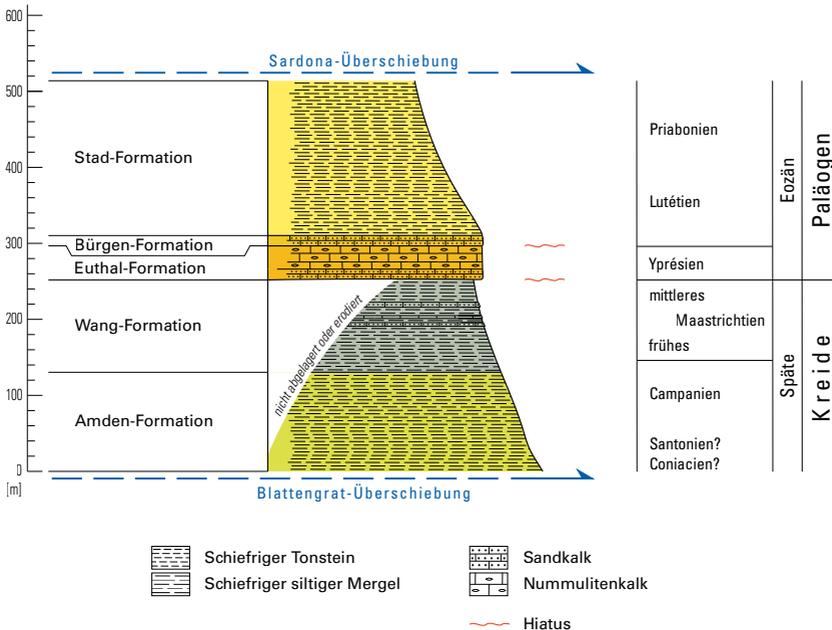


Fig. 5: Schematisches lithostratigraphisches Übersichtsprofil der Blattengrat-Decke. Die Abfolge ist gegen oben durch die basale Überschiebung der Sardona-Decke, gegen unten durch die Blattengrat-Überschiebung begrenzt. Die Schichtfolge der Wang-Formation ist auf der Karte nicht separat dargestellt und tritt im Kartengebiet nur lokal, in den paläogeographisch südlicher gelegenen Schuppen auf. Im Profil ist die maximal gemessene Mächtigkeit angegeben (nach WEGMANN 1961, S. 89ff.).

tina-Flyschs» um Flyschpakete (Martinsmad-Formation) der Sardona-Decke handelt und dass die anderen Teile des «Lavtina-Flyschs» nicht stratigraphisch, sondern tektonisch überschoben auf dem schieferigen Mergel der Stad-Formation liegen. Diese betrachtete RÜEFLI (1959, S. 73 f.) als eine kleine eigenständige Gleitdecke, die aus Südosten, aus dem paläogeographischen Raum zwischen den Herkunftsgeländen der Blattengrat-Decke und der Bad-Ragaz-Decke, stammte und die später von der Sardona-Decke überschoben wurde. Er nannte diese überschobenen Partien «Intermediärer Flysch». Hier wird er zur Martinsmad-Formation der Sardona-Decke gerechnet (s. u.). Auch BISIG (1957) stellte einige verstreute Aufschlüsse von Flyschsandstein im Sernftal als Blattengrat-Sandstein zum obersten Teil der Blattengrat-Decke. Ähnliche Vorkommen rechnete WEGMANN (1961) aber aufgrund seiner mikropaläontologischen Analyse zur Sardona-Decke.

R. Herb (in RUTSCH 1966, S. 416ff.) zweifelt die Richtigkeit der mikropaläontologischen Analyse von RÜEFLI (1959) an und befürwortet stattdessen eine normalstratigraphische Verknüpfung des «Intermediären Flyschs» mit dem schiefrigen Mergel der Stad-Formation, obwohl er attestierte, dass dieser sich «in den meisten Fällen etwas bewegt hat» und deshalb als separates Stockwerk vorliegt. Im Gebiet von Atlasblatt Sargans (LÖPPE et al. 2018) wurde der «Intermediäre Flysch» deswegen als stratigraphisch höchstes Niveau zur Blattengrat-Decke gerechnet. Es ist jedoch zu erwähnen, dass die Flyschbänke direkt südlich von LEOPOLDS (1942) Typlokalität des «Intermediären Flyschs» («Tülsbach-Mergelsandsteinkomplex», RÜEFLI 1959, S. 68) östlich der Hundböden bei der Alp Scheubs (Koord. 2741.800/1203.250) *überkippt* auf dem schiefrigen Mergel der Stad-Formation liegen.

Da es sich bei der Blattengrat-Abfolge mit Amden-/Wang-Formation, Nummulitenkalk und Stad-Formation ausschliesslich um Schelfsedimente handelt, wird die Bezeichnung «Blattengrat-Flysch» (LEUPOLD 1942) hier nicht mehr verwendet (vgl. auch LIHOU 1995b, MENKVELD-GFELLER et al. 2016).

Die Blattengrat-Decke wurde zu einem Schuppenstapel aufgeschoben, der deswegen tektonisch als «Blattengrat-Komplex» bezeichnet werden könnte (z.B. W. Leupold in RUTSCH 1966, S. 123 ff.). Dieser Komplex liegt hauptsächlich zwischen Elm-, Matt- und Stad-Formation des Nordhelvetischen Flyschs im Liegenden und der Martinsmad-Formation der Sardona-Decke im Hangenden des Schuppenstapels. Am Fanenstock, östlich von Matt und Elm, liegen sechs Schuppen der Blattengrat-Decke aufeinander. Hier ist der Schuppenstapel mit 800–900 m am mächtigsten. Andernorts liegen weniger Schuppen aufeinander oder liegt die Blattengrat-Decke nur in einer einzigen Sedimentabfolge vor. Dieser Schuppenstapel wurde nachträglich zusammen mit dem Liegenden und dem Hangenden von Auf- und Überschiebungen durchschnitten und erneut derart aufgeschuppt, dass teilweise nun auch Gesteine der Blattengrat-Decke auf der Martinsmad-Formation der Sardona-Decke überschoben liegen (vgl. Taf. I, Profil 5). Beispiele finden sich auf der Hintereggalp (bei Koord. 2734.615/1203.935) und bei Ochsenbüel (2732.475/1204.300). Andernorts liegt die Elm-Formation nun überschoben auf Gesteinen der Blattengrat-Decke (vgl. Taf. I, Profil 4), z.B. oberhalb der Plattenbergwand südwestlich von Elm (2732.830/1196.910), unterhalb der Alp Tschinglen (2733.515/1196.825) und südlich der Jetzalp bei Ober Spienggen (2729.635/1184.135).

Während der Überschiebung und Aufschuppung der Blattengrat-Decke schnitten die Überschiebungen nicht nur parallel zu den Formationsgrenzen, sondern auch quer dazu, so dass im Sernftal nun – unerwarteterweise – entlang einer grossen Strecke mit der Stad-Formation nicht die älteste, sondern die jüngste Formation an der Basis des Schuppenstapels der Blattengrat-Decke liegt. Zu sehen ist dies nördlich und westlich unter dem Fanenstock, von den Altstafelplanggen im Chrauchtal über das Stuelegghorn via Ober Gufel bis fast nach Obertöniberg (die Schuppe der Aeschenrus bzw. die Serie 0 von BISIG 1957, S. 57).

Im oberen Weisstannental ist die Blattengrat-Decke im Walabütz entlang des Alpwegs zur Alp Foo gut aufgeschlossen, kaum gestört und mächtig entwickelt. Leider sind die Nummulitenkalk- und -sandsteinbänke der Euthal- und Bürgen-

Formation wegen der Steilheit des Geländes nur schwer erreichbar und auch die Basis der Abfolge ist nicht aufgeschlossen, weswegen sich dieser Ort nicht für eine Typlokalität eignet. Als Typusprofil (W. Leupold in RUTSCH 1966) gilt daher das von BISIG (1957, S. 57f.) im Detail beschriebene Profil durch die stark gestörte, sechsfach gestapelte Blattengrat-Decke von Chnollen (Koord. 2732.600/1198.100) bis Fanen (ca. 2733.800/1200.000) entlang des Fanenstock-Südwestgrats. Anhand mikroskopischer Analysen der Mikrofauna aus diesem Profil konnte LEUPOLD (1937) zeigen, dass es sich um eine tektonische Aufeinanderstapelung und nicht um eine stratigraphische Repetition (OBERHOLZER 1934, S. 423 ff., s. auch S. 122 ff.) handelt.

Die kleinen verstreuten Vorkommen von Sandstein (Blattengrat-Sandstein gemäss BISIG 1957; s. u.) nordöstlich von Elm werden ebenfalls zur Martinsmad-Formation der Sardona-Decke gestellt. Ähnliche Vorkommen rechnete bereits WEGMANN (1961) aufgrund seiner mikropaläontologischen Analyse zur Sardona-Decke.

Kreide

C_{11-13B} Amden-Formation, Wang-Formation

Die Amden- und die Wang-Formation wurden, analog zu RÜEFLI (1959), zusammengefasst kartiert. BISIG (1957), RÜEFLI (1959) und WEGMANN (1961) konnten beide Formationen mikropaläontologisch zwar an mehreren Orten voneinander unterscheiden, flächenhaft war dies im Feld wegen der grossen Ähnlichkeit der Gesteine und der komplizierten Tektonik jedoch unmöglich.

OBERHOLZER (1933) unterschied die verschiedenen Gesteine der Blattengrat-Decke auf seiner Karte nicht und hat sie, zusammen mit dem auf dem Nummulitenkalk der Euthal-/Bürgen-Formation liegenden schiefrigen Mergel der Stad-Formation, als «eozäne Mergelschiefer» seiner Blattengrattschichten kartiert. Erst LEUPOLD (1937, 1942) stellte fest, dass der schiefrige Mergel unterhalb der Nummulitenschichten spätkretazischen Alters ist, und erkannte darin die Amden-Formation und die Wang-Formation (s. auch S. 108).

Die Mächtigkeit beider Formationen variiert stark, von zusammen etwa 10 m bei Hintereggalp im Chrauchtal bis etwa 250 m im Walabützgebiet des oberen Weisstannentals (Fig. 5). In den Schuppen des Fanenstocks östlich des Sernftals erreichen Amden- und Wang-Formation zusammen eine Mächtigkeit von etwa 100 m. Die grosse Variation der Mächtigkeit dürfte hauptsächlich auf die alpine Tektonik (z.B. Boudinage) zurückzuführen sein, aber auch spätkretazische Bruchtektonik könnte eine Rolle gespielt haben, beispielsweise durch Bildung von Halbgräben, in denen die Wang-Formation abgelagert wurde, wie es CARDELLO & MANCKTELOW (2014) für das Helvetikum der Wildhorn-Decke beschrieben haben. Die Datierung mittels Globotruncanenfaunen stellt die Abfolge der Amden-Formation zeitlich ins Coniacien, Santonien und v.a. Campanien, diejenige der Wang-Formation ins späte Campanien bis Maastrichtien (WEGMANN 1961, S. 56, 85 ff.).

Amden-Formation

Gut aufgeschlossen findet man die Amden-Formation («Amdenerschichten», ARN. HEIM 1910) an den südlichen Hängen des oberen Weisstannentals entlang des Wanderwegs von der Walabütz zur Foo-Alp, wo RÜEFLI (1959) sie beschrieben hat, oder von der Alp Vorsiez in die Scheubser Engla. Die vielen Aufschlüsse der Amden-Formation im östlichen und südlichen Sernftal, im Chrauchtal, am Fanenstock, Gamperdun, Raminer Wald, Unter Falzüber und weiter östlich bis an den Spienggen sind meist nur schlecht zugänglich und oft sehr kompliziert mit dem unterlagernden schiefrigen Tonstein der Elm-Formation oder dem überlagernden schiefrigen Mergel der Wang- und der Stad-Formation verschuppt.

Bei der Amden-Formation handelt es sich um eine monotone Abfolge von grau bis bräunlich anwitterndem dunkelgrauem schiefrigem siltigem Mergel, dem im unteren Teil meist eine klare Schichtung fehlt. Nach oben hin wird der schiefrige Mergel dunkler, und es schalten sich gelegentlich graubraun anwitternde Bänke von Kieselkalk oder Austern führendem Kalk (BISIG 1957) sowie dünne Glimmersandsteinbänkchen (WEGMANN 1961, S. 55f.) ein. OBERHOLZER (1934, S. 423), BISIG (1957) und RÜEFLI (1959) erwähnen das häufige Vorkommen von pyritisier-ten gefurchten («kannelierten») Stäbchen und Knötchen unbekannter Natur.

Makrofossilien findet man in der Amden-Formation nur selten. RÜEFLI (1959, S. 15) fand am Strässchen unter dem Siezwald im Weisstannental einen 20 cm grossen, pyritisier-ten und kalzitisier-ten Ammoniten. Die Mikrofauna ist sehr schlecht erhalten (RÜEFLI 1959, S. 16; WEGMANN 1961). Eine von BISIG (1957) gesammelte Mikrofauna blieb unbearbeitet (RÜEFLI 1959). Die Datierung von Globotruncanen-faunen der Amden-Formation ergab spätestes Campanien als Alter für den oberen Teil der Formation. Der darunterliegende undatierte Mergel umfasst in der Gulawand im oberen Weisstannental weitere ca. 60 m (RÜEFLI 1959, S. 16). Die Hauptmasse der Amden-Formation in der Gegend südöstlich von Elm stellte WEGMANN (1961, S. 85) ins Campanien und nur zum kleinsten Teil eventuell ins Coniacien und Santonien.

Die Untergrenze der Amden-Formation ist eine tektonische Grenze. Gesteine der Seewen-Formation oder stratigraphisch ältere Einheiten sind nicht vorhanden. Meist liegt schiefriger Mergel der Amden-Formation überschoben auf schiefrigem Mergel der Stad-Formation oder auf schiefrigem Tonstein der Elm-Formation des Nordhelvetischen Flyschs. Vom schiefrigen Mergel der Stad-Formation ist derjenige der Amden-Formation wegen seiner viel dunkleren Farbe im Feld gut zu unterscheiden. Der schiefrige Mergel der Stad-Formation ist heller, fleckig entwickelt und voller Pünktchen (Globigerinen). Während der schiefrige Mergel der Amden-Formation immer gut auf Salzsäure reagiert, ist der schiefrige Tonstein der Elm-Formation dagegen meist kalkfrei und glimmerreich und zeigt oft rostbraune Verwitterungsfarben.

Wang-Formation

Die Wang-Formation («Wangschichten», LEUPOLD 1937, 1939, 1942; «Wang-schiefer», BISIG (1957) ist grösstenteils nur reliktdisch erhalten (BISIG 1957). Als konstantes Schichtglied kommt sie lediglich in der höchsten Schuppe der Blattengrat-Decke vor (Schuppe 5 vom Fanenstockgipfel, BISIG 1957), so am Fanenstock (BISIG 1957) und im unteren Ramintal bei Unter Falzüber (WEGMANN 1961). In den unteren Schuppen der Blattengrat-Decke kommt sie erosionsbedingt nur isoliert und in bescheidener Ausdehnung vor oder fehlt ganz. In den unteren Schuppen, im ursprünglich nördlicheren Bereich, wurde die Wang-Formation vor Ablagerung der Euthal-Formation grösstenteils nur geringmächtig bzw. gar nicht abgelagert (vgl. CARDELLO & MANCKTELOW 2014, Fig. 14), erodiert (BISIG 1957, WEGMANN 1961, LIHOU 1995b, LIHOU & ALLEN 1996; Fig. 5) oder tektonisch abgeschnitten.

Die Wang-Formation besteht im Kartiergebiet vor allem aus schwarzem schiefrigem, schwach Glimmer führendem feinsandigem Mergel, der im Feld vom schwarzen schiefrigen Mergel der Amden-Formation nicht gut zu unterscheiden ist. Nach WEGMANN (1961, S. 88) ist der etwas dunklere Mergel der Wang-Formation zwar durch einen höheren Bitumengehalt gekennzeichnet, aber der Übergang findet allmählich statt und vollzieht sich sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung. Gelegentlich tritt im dunklen schiefrigen Mergel hellgrau anwitternder, schwach Glimmer führender Kalk oder hellgrau bis weisslich anwitternder dichter dunkelblaugrauer Kalk bis Kieselkalk auf, was zur Unterscheidung gegen die Amden-Formation aber allenfalls nur lokal hilft.

Für die Wang-Formation stellte RÜEFLI (1959, S. 15) eine Mächtigkeit von 40–50 m entlang des Wegleins von Vorsiez nach Scheubs im oberen Weisstannental fest, auch wenn der Übergang der Amden- zur Wang-Formation dort nicht sehr deutlich ist. In den Profilen von WEGMANN (1961) erreicht die Wang-Formation östlich von Sibnetegg bei Unter Falzüber eine maximale Mächtigkeit von 120 m. In einem Profil durch die Wang-Formation der Fanenstock-Schuppe östlich von Sibnetegg bei Unter Falzüber konnte WEGMANN (1961, S. 89ff.) mit Hilfe von sehr schlecht erhaltenen, stark rekristallisierten Globotruncanen (wovon nur die Umrisse erhalten geblieben sind) ein Alter von spätem Campanien bis mittlerem Maastrichtien für die Wang-Formation vermuten (vgl. STACHER 1980, LIHOU 1995b). WEGMANN (1961, S. 87f.) vermutet, dass das Einsetzen der Wang-Formation im Campanien «einigermassen heterochron» erfolgte, und zwar im Süden früher als im Norden.

Die Obergrenze der Wang-Formation ist leicht zu ziehen unterhalb der scharfen Unterseite der ersten glaukonitischen Sandsteinbank der Euthal-Formation.

Paläogen

e_{3-4B} Euthal-Formation, Bürgen-Formation

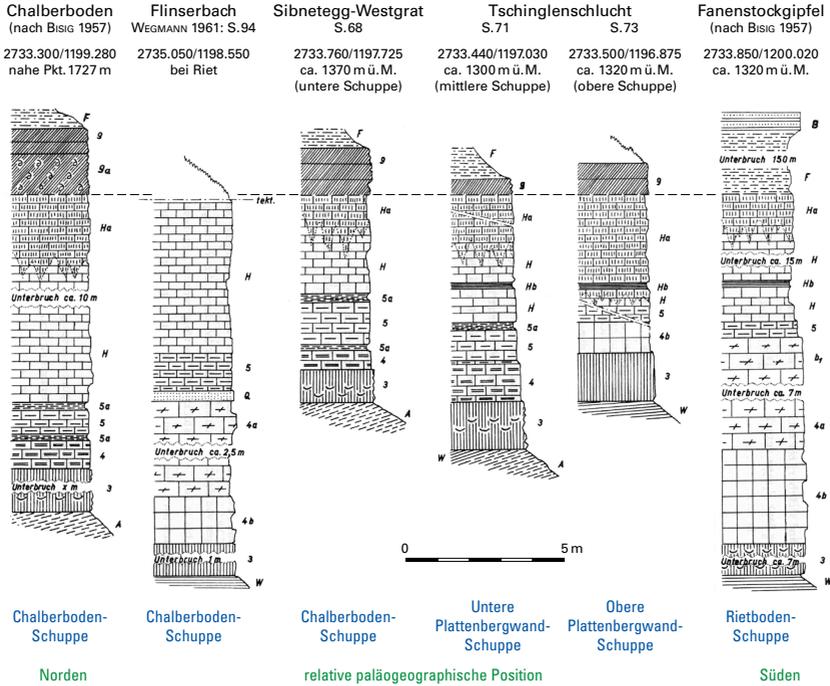
Die Abfolge der Nummuliten führenden Schichten zeigt eine gelbbraun-witternde, meter- bis mehrere dekametermächtige und häufig wandbildende Kalkbank von unterschiedlichen Horizonten und Lithologien, die sich im Einzelnen im Kartenmassstab nicht abtrennen lassen; sie werden daher zusammenfassend als eine Einheit dargestellt (Fig. 6).

Die Kalkbänke sind oft boudiniert und diese Boudins erscheinen aus der Ferne in der Schiefermasse wie «Riffe». Daher wird in der älteren Literatur auch von «Nummulitenkalkriffen» gesprochen (LEUPOLD 1937, 1939, 1942, BISIG 1957). Da es sich dabei aber nicht um Riffe im sedimentologischen Sinn handelt, sollte diese Bezeichnung nicht verwendet werden.

Das Alter der Nummuliten führenden Schichten umfasst anhand von Assilinen und Nummuliten den Zeitraum Yprésien bis frühestes Lutétien (LIHOU 1995b; Einsiedeln- und Steinbach-Member, MENKVELD-GFELLER et al. 2016). Die Nummuliten und Assilinen lassen sich in der Regel nicht im Feld, sondern nur in Dünn- und Schliffen zuverlässig bestimmen (WEGMANN 1961, S. 93). Die gesamte Mächtigkeit der Euthal- und Bürgen-Formation variiert stark, am mächtigsten ist sie mit 50–60 m am Fanenstock (BISIG 1957, S. 15).

Euthal-Formation

Die Euthal-Formation im Kartengebiet zeigt eine hohe Übereinstimmung mit den Vorkommen in den Einsiedeln-Schuppen (LEUPOLD 1937, 1939, 1942). Sie beginnt mit einem 1–8 m mächtigen grüngrauen glaukonitischen Sandstein bis Sandkalk, der lokal viele kleinen Nummuliten, Discocyclinen, Textularien, Pectiniden und Austern enthält und die Basis des Einsiedeln-Members der Euthal-Formation bildet. Diese Bank korrespondiert mit dem «Mittleren Grünsand» der Einsiedeln-Schuppen und wird in der Literatur auch in der Blättengrat-Decke so genannt, obwohl es sich hier um die erste (tiefste) glaukonitische Sandsteinbank handelt; die Obergrenze bildet ein Hartgrund. Darauf folgen ein grünes hämatitisches sandiges Kalkniveau («Murchisoni-Horizont» mit *Nummulina murchisoni*) sowie «Granulosa-Kalk und -Mergel», die beide meist sehr reich an *Assilina granulosa* sind. Darüber kommt die «Hauptmasse des grauen Nummulitenkalks» (HERB 1988), die bis 40 m mächtig sein kann (am Fanenstock, BISIG 1957) und nach dem ersten Auftreten von *Nummulina helvetica* KAUFMANN auch «Kaufmanni-Kalk» genannt wird. Es ist in der Regel ein hellgrauer, dichter, massiger Kalk, oft voll von Nummuliten, stellenweise auch brekziös mit Echinodermentrümmern. Der harte Kalk ist sehr resistent gegen Verwitterung und bildet steile Felswände, weswegen er von der Ferne leicht zu erkennen und zu kartieren ist.



| | | | | |
|----------|----------|--------------------------------------|-------------------------------------|--|
| Paläogen | Eozän | Lutétien – Priabonien | B | Sandstein* der Martinsmad-Formation |
| | | | F | Stad-Formation («Fleckenmergel») |
| | | | Bürgen-Formation (Steinbach-Member) | 9 «Oberer Grünsand» 9a «Steinbachfossilschicht» |
| | Yprésien | Euthal-Formation (Einsiedeln-Member) | H | «Hauptmasse des grauen Nummulitenkalks» |
| Ha | | | idem, hämatitisch infiltriert | |
| Hb | | | idem, steriles Mergelband | |
| 5 | | | «Granulosakalk» | |
| 5a | | | «Granulosamer gel» | |
| Q | | | Quarzsandstein | |
| | | | 4 | Hämatitischer «Murchisonkalk» |
| | | | 4a | «Murchisoni-» bis «Granulosakalk» |
| | | | 4b | Grünsandiges Murchisoni-Niveau |
| | | | 3 | «Mittlerer Grünsand» mit Pecten und Austern |

Fig. 6: Detailprofile der Nummuliten führenden Kalkbänke in der Blattengrat-Decke, leicht verändert nach WEGMANN (1961, Fig. 8) Die Nummerierung der einzelnen Bänke beruht auf einem Vergleich mit den Nummuliten führenden Kalkbänken der Einsiedeln-Schuppen (vgl. LEUPOLD 1937, 1939, 1942).

Durch siderolitische Infiltration (Hämatitisierung) von oben können etwa die oberen 10 m des grauen Nummulitenkalks eine rostrote Farbe annehmen.

Bürgen-Formation

Auf dem grauen Nummulitenkalk liegt meist ein bis 8 m mächtiger grüngrauer glaukonitischer Sandstein («Oberer Grünsand») mit grossen Assilinen (*Assilina spira*, *A. exponens*) der Bürgen-Formation erosiv mit scharfer Grenze über einem Kondensationshorizont mit phosphoritierten Fossilien (vgl. Steinbach-Member der Bürgen-Formation, frühestes Lutétien, MENKVELD-GFELLER 1997). Der hier angetroffene «Obere Grünsand» hat eine mit demjenigen der Bürgen-Formation vergleichbare Fauna und ist von diesem nicht zu unterscheiden (CRAMPTON 1992, LIHOU 1995b).

Der «Obere Grünsand» kann auch fehlen, wie z. B. in der höchsten Schuppe der Blattengrat-Decke (Schuppe 5 bzw. Fanenstockschuppe, BISIG 1957; WEGMANN 1961; Fig. 6). Hier gibt es nur eine grüne sandige Kruste auf siderolitisch infiltriertem Nummulitenkalk. Direkt darüber folgt der fleckige schiefrige Mergel der Stad-Formation. Ob der «Obere Grünsand» hier nicht abgelagert, erodiert oder tektonisch abgeschnitten wurde, bleibt unklar (WEGMANN 1961, S. 92). Südlich des Raminbachs hat auch die Hauptmasse des hämatitisch infiltrierten, harten grauen Nummulitenkalks der oberen Schuppe nur eine geringe Mächtigkeit. Am Sibnetegg misst WEGMANN (1961) 3–5 m. Er nimmt an (WEGMANN 1961, S. 93; S. 97, Pkt. 2), dass die Hauptmasse des grauen Nummulitenkalks hier zwar «primär in grösserer Mächtigkeit vorhanden gewesen ist, aber durch eine im oberen Yprésien wirksame Erosionsphase wieder reduziert wurde». Weiter westlich, unterhalb von Gandstock und Chli Mittaghorn bis zu den Spienggen, wird der graue Nummulitenkalk immer dünner und verschwindet letztlich ganz. Es bleibt von der Euthal- und Bürgen-Formation nur eine vielleicht ein paar Meter mächtige glaukonitische Sandsteinbank aus der Ferne sichtbar, wobei es sich dabei laut WEGMANN (1961) um den «Mittleren Grünsand» der Euthal-Formation handeln müsste. Nach WEGMANN (1961) ist die Hauptmasse des Nummulitenkalks hier gänzlich erodiert.

Die Untergrenze der Euthal-Formation ist scharf und liegt direkt unterhalb der tiefsten glaukonitischen Sandsteinbank gegen den schiefrigen Mergel der Amden-Formation (eher im Norden) bzw. Wang-Formation (eher im Süden). Dass es sich dabei um eine basal transgressive, erosive Grenze mit Schichtlücke und möglicher Diskordanz handelt, ist im Feld wegen der intensiven Verschuppung und Schieferung allerdings nicht festzustellen. Allfällige Winkeldiskordanzen könnten genauso gut eine tektonische Ursache haben. Auch die Obergrenze der Euthal- bzw. der Bürgen-Formation ist im Feld dort zu ziehen, wo der Nummulitenkalk bzw. «Obere Grünsand» endet und der schiefrige Mergel der Stad-Formation beginnt.

e_{4-6B} Stad-Formation

Die Stad-Formation des südhelvetischen Ablagerungsraums besteht aus einer monotonen Abfolge von hellgrau bis gelb, manchmal auch fast weisslich anwitterndem, dunklergrauem geflecktem schiefrigem Mergel (Fig. 5). Aufgrund der sehr auffälligen Fleckung wurde er im Bereich der Blattengrat-Decke als «Fleckenmergel» bezeichnet, um ihn vom Mergel der parautochthonen Stad-Formation zu unterscheiden (LEUPOLD 1937, 1939, 1942; BISIG 1957 S. 16). Die Flecken entstanden wahrscheinlich durch Bioturbation. Gelegentlich sind Grabgänge zu erkennen. Der schiefrige Mergel ist reich an Globigerinen, die als dunklere Pünktchen im Gestein deutlich zu sehen sind. Vom schiefrigen Mergel des Parautochthons unterscheidet sich der schiefrige Mergel hier neben der auffälligen Fleckigkeit durch die in der Regel hellere Farbe und einen höheren Kalkgehalt. Dadurch ist der Mergel fester und plattiger, so dass auch von Stad-Kalk gesprochen werden könnte. Es handelt sich dann um hellgrauen dichten mikritischen Kalk, ähnlich wie der Globotruncanenkalk der Seewen-Formation der Sardona-Decke (z.B. die Kalkabfolge der Hintereggalp, etwa 500 m westlich von Oberstafel, entlang des Wegs zur Vordereggalp). Im untersten Abschnitt ist der schiefrige Mergel schwach sandig und auffallend reich an grossen Globigerinen. BISIG (1957, S. 64) beschreibt ausserdem Globorotalien, Rotalien, Lagena, Cristellaria, Reussella, Spiroplectamina, Textularia und andere. CRAMPTON (1992) und LIHOU (1995b) machen den Vergleich mit dem «Pectenschiefer» des Parautochthons. In höheren Abschnitten beobachtet BISIG (1957) vor allem Globigerinen und Rotalien.

Der Ablagerungszeitraum umfasst spätes Lutétien bis Priabonien (BISIG 1957, WEGMANN 1961). LIHOU (1995b) gibt als mögliches jüngstes Alter, aufgrund der von BISIG (1957) gefundenen Mikrofauna, Priabonien–Rupelien an. Die Stad-Formation weist grosse, wohl hauptsächlich tektonisch bedingte Mächtigkeitsunterschiede von wenigen Metern bis zu 150 m östlich unter dem Grünsitz (BISIG 1957, S. 104) und 200 m im Weisstannental auf.

Die Untergrenze der Stad-Formation gegen die obere glaukonitische Sandsteinbank der Bürgen-Formation bzw. den harten, siderolitisch infiltrierten Nummulitenkalk der Euthal-Formation ist im Feld deutlich. Die Obergrenze ist tektonisch; sie wurde immer dort gelegt, wo die ersten Sandsteinbänkchen der Martinsmad-Formation der Sardona-Decke auftauchen.

Blattengrat-Sandstein

BISIG (1957, S. 104ff.) beschreibt einen wenig mächtigen Flyschsandstein, der stratigraphisch auf der Stad-Formation im Gebiet Fanenstock–Gamperdun-Chamm liegt und den er Blattengrat-Sandstein nennt. Er sieht darin ein mögliches Äquivalent des «Intermediären Flyschs» bzw. des «Lavtina-Flyschs» von LEUPOLD (1937, 1942). Aus der Analyse der Mikrofauna (u.a. *Heterostegina helvetica*) folgerte BISIG (1957, S. 77) ein Priabonien-Alter. Es handelt sich um 5–20 cm mächtige fein-

brekziöse Glimmersandkalk- oder -sandsteinbänke, die von Mergel- oder schwarzen schiefrigen Tonsteinlagen durchschossen sind und gelegentlich Nester mit aufgearbeiteten Grossforaminiferen (BISIG 1957) vermutlich der Euthal-Formation aufweisen. Der Sandstein ist kaum vom Glimmersandstein der Martinsmad-Formation der Sardona-Decke zu unterscheiden, eine Grenzziehung daher schwierig (BISIG 1957, S. 105) und im Feld nicht durchführbar. Die Vorkommen des Blattengrat-Sandsteins sind auch bei BISIG (1957) weder in einer Karte noch in Profilen abgebildet; auch eine Mächtigkeitsangabe fehlt. Die Aufschlüsse, die BISIG (1957) nennt, sind sehr klein, verstreut, gestört und stark mit dem unterliegenden Globigerinenmergel verschuppt bzw. teilweise verschürft. Hinzu kommt, dass oberhalb dieser möglichen Vorkommen von Blattengrat-Sandstein im Feld nirgendwo die Sardona-Überschiebung zu finden ist, die den Blattengrat-Sandstein an der Oberseite der Blattengrat-Decke von der Martinsmad-Formation der Sardona-Decke trennen müsste. Aus diesen Gründen wurden alle Flyschsandsteinbänke, die hier auf der Stad-Formation der Blattengrat-Decke liegen, zur Martinsmad-Formation der Sardona-Decke gerechnet.

WEGMANN (1961, S. 102, 109ff.) untersuchte ähnliche Sandsteinvorkommen auf dem «Fleckenmergel» bei Unter Falzüber und in der Gegend der Nidernalp. Mit Hilfe einer (sehr schlecht erhaltenen) Kleinforaminiferenfauna des Campaniens bis Maastrichtiens konnte er zeigen, dass sie nicht stratigraphisch auf der Stad-Formation liegen können. Er fand keinen Blattengrat-Sandstein oder Äquivalente des «Intermediären Flyschs» bzw. «Lavtina-Flyschs» in seinem Kartiergebiet und rechnete die Sandsteinvorkommen deshalb zur Sardona-Decke.

«Martinsmad-Flysch»

Als «Martinsmad-Flysch» bezeichneten LEUPOLD (1937, 1942, S. 258 f.) und WEGMANN (1961, S. 30 ff.) die kompliziert verfaltete und verschuppte dunkelgraue bis schwarze schiefrige Mergelabfolge der Amden- und Stad-Formation mit verfalteten und boudinierten, *Assilina exponens* führenden Grünsandsteinbänken im Kar der Obermaad oberhalb der Martinsmadhütte zwischen Zwölfhorn im Westen und Ofenrus im Osten. Sie erreicht am «Schwarzwändli» nördlich unterhalb von Pkt. 2204 m auf etwa 2100 m ihren tiefsten Punkt und wird zur Blattengrat-Decke gerechnet. Es handelt sich dabei nicht um einen Flysch im sedimentologischen Sinn. Der Name wird hier nur erwähnt, weil er in der Literatur häufig in Gebrauch war. Auch ist er nicht mit der von MENKVELD-GFELLER et al. (2016) neu definierten Martinsmad-Formation der Sardona-Decke zu verwechseln.

Die Abfolge kann als Teil der Mirutta-Schuppen weiter ostwärts verfolgt werden, von östlich des Grischsattels und Ofen im Il Vonn über das Segnasgebiet bis östlich unterhalb der Fuorcla Raschaglius bis auf etwa 2250 m Höhe hinunter ins Tschanonca. Sie ist auf Sandstein der Taveyannaz-Formation im Westen und Mergel der Stad-Formation im Osten überschoben, und ist ihrerseits von Flyschsand-

stein der Martinsmad-Formation und «Globotruncanenmergel» der Sardona-Decke überschoben (WEGMANN 1961, FELDER 1973, BÜRGISSER 1973). Die Abfolge wurde nachträglich zusammen mit dem Liegenden und Hangenden verfaultet und bildet die Il-Vonn-Synklinale im Westen und die Raschaglius-Antiklinale im Osten.

Das Besondere am «Martinsmad-Flysch» ist das Fehlen der Nummuliten führenden Schichten der Euthal-Formation zwischen der Amden- und der Stad-Formation. Auf der Amden-Formation liegt hier ein 2–4 m mächtiger Glaukonit-sandstein mit u. a. *Assilina exponens* und *A. spira*, ähnlich dem «oberen Grünsand» der Bürgen-Formation der Blattengrat-Decke oder dem «Grünsand» der Bürgen-Formation des Parautochthons der Mirutta-Schuppen und der Calanda-Schuppe (WEGMANN 1961, S. 34f.). Es folgen auf 2–5 m Nummuliten und Pecten führenden schiefrigen Mergel und darüber wenige Meter Globigerinen führenden schiefrigen Mergel, Glaukonitsandstein mit nur vereinzelt Trümmern von *Assilina exponens* und Discocylinen.

LEUPOLD (1942) und WEGMANN (1961, S. 38) schlossen eine Zugehörigkeit des «Martinsmad-Flyschs» zur südhelvetischen Blattengrat-Decke aus und nahmen an, dass er Teil der ursprünglichen Sedimenthülle der Mirutta-Schuppen gewesen sein musste, die in einer frühen Phase als «parahelvetische Flyschlawine» über die Mirutta-Schuppen selbst – nicht allzu weit – vorwärts glitt oder geschoben wurde (vgl. BÜRGISSER 1973, S. 115ff.). Da der «Martinsmad-Flysch» aber klar auf der Taveyannaz-Formation und der darunterliegenden spätkretazisch-paläogenen Abfolge der Mirutta-Schuppen überschoben liegt und mit diesem zusammen verfaultet ist – im Il-Vonn-Gebiet bereits von OBERHOLZER (1933) so kartiert –, ist die Interpretation von LEUPOLD (1942) und WEGMANN (1961) sehr unwahrscheinlich.

In den Mirutta-Schuppen fehlt die Bürgen-Formation nirgends und liegt zudem überall auf der Seewen-Formation und nicht auf der Amden-Formation. Vorkommen von Amden-Formation konnten in den Mirutta-Schuppen im Segnas-Raschaglius-Gebiet nicht nachgewiesen werden (BÜRGISSER 1973). Der «Martinsmad-Flysch» muss demnach von weiter südlich kommen.

Viel mehr spricht auch die tektonische Position des «Martinsmad-Flyschs» zwischen Taveyannaz-Formation unten und Sardona-Decke oben, zusammen mit dem ähnlichen Aufbau aus Amden-Formation, Nummuliten führendem Eozän und Stad-Formation, für eine Zugehörigkeit zur Blattengrat-Decke. Möglicherweise wurde die Euthal-Formation hier erodiert, wie es WEGMANN (1961) für die «Hauptmasse des grauen Nummulitenkalks» im angrenzenden Teil der Blattengrat-Decke zwischen Gandstock und Spienggen vorgeschlagen hat. So ist möglicherweise der «Grünsand» der Bürgen-Formation des «Martinsmad-Flyschs» mit dem «oberen Grünsand» der Bürgen-Formation der Blattengrat-Decke zu verbinden.

WEGMANN (1961) und BÜRGISSER (1973) versuchten vergebens, die Amden-Formation und die Stad-Formation des «Martinsmad-Flyschs» getrennt zu kartieren. WEGMANN (1961, S. 34f.) beschreibt die Amden-Formation als weisslich bis bräunlich anwitternden, blaugrauen schiefrigen Kalkmergel und Mergel mit herauswitternden schwarzen Punkten (einer Foraminiferenfauna des Campaniens bis Maastrichtiens) und die Stad-Formation als bräunlich-gelblich-weisslichgrau anwitternden, grauen bis blaugrauen schiefrigen Kalkmergel mit herauswitternden schwarzen Punkten (von u. a. Globigerinen und Globorotalien). Ohne mikropaläontologische Analyse der Foraminiferen sind beide Formationen feldgeologisch

nicht voneinander zu unterscheiden (WEGMANN 1961, S.35). Die Abfolge des «Martinsmad-Flyschs» wurde daher auf der Karte zusammengefasst als Stad-Formation dargestellt, einzig die Nummulitenkalkbänke sind separat ausgeschieden. Im «Martinsmad-Flysch» fehlt zudem die Wang-Formation.

SARDONA-DECKE

Die Gesteinsabfolge der Sardona-Decke (Fig.7) entstammt paläogeographisch dem ultrahelvetischen Ablagerungsraum (LIHOU 1996a). Sie wurde auf den «Fleckenmergel» der Stad-Formation der Blattengrat-Decke geschoben und während verschiedener späterer Phasen weiter verschuppt und zu einem Schuppenstapel aufeinander geschoben. Daher liesse sich auch hier im tektonischen Kontext – analog zum Blattengrat-Komplex – von einem Sardona-Komplex sprechen. An ihrer Oberseite wird die Sardona-Decke durch die Basisüberschiebung des Schabell-Melanges, der Segnas-Überschiebung, diskordant abgeschnitten.

Die als Sardona-Decke kartierten Bereiche decken sich zum grössten Teil aber nicht ganz mit OBERHOLZERS (1933, 1942) «Wildflysch». Auch das Schabell-Melange sowie Teile der Riedboden-Schuppe und den «Martinsmad-Flysch» der Blattengrat-Decke kartierte OBERHOLZER (1933, 1942) als «Wildflysch» mit darin enthaltenen grossen Boudins von «seewerartigem Kalk», Sardona-Quarzit und Nummulitenkalk als Schichtglieder, ohne dabei eine spezifische stratigraphische Position dieser Schichtglieder zu definieren. Fundstellen des so genannten Kristallinkonglomerats markierte er mit einem roten Stern. Erst LEUPOLD (1937, 1942) entschlüsselte die interne Stratigraphie des «Wildflyschs» und bezeichnete ihn fortan als «Sardona-Flysch».

Den «Sardona-Flysch» teilt LEUPOLD (1942) in einen unteren Teil mit bis etwa 250 m mächtigem schiefrigem Kalk und Mergel der Seewen-Formation, die der Späten Kreide zugeordnet werden («Globotruncanenkalk» und «-mergel»; «seewerartiger Kalk», OBERHOLZER 1934, 1942), und in einen oberen Teil mit einem bis 600 m mächtigen, hauptsächlich paläogenen Flyschpaket der Martinsmad-Formation (Fig. 7). Da es sich beim schiefrigen Kalk und Mergel nicht um Flyschablagerungen im paläotektonischen Sinn, sondern um karbonatische Schelfablagerungen handelt, sollte die Bezeichnung «Sardona-Flysch» vermieden werden. Daher wird hier konsequent von Seewen-Formation und Martinsmad-Formation der Sardona-Decke gesprochen.

c₁₀₋₁₁ Seewen-Formation («Globotruncanenmergel und -kalk»)

Das bis etwa 250m mächtige Paket hellgrau anwitternden, dunkelgrauen schiefrigen Mergels und mikritischen Kalks an der Basis der Sardona-Decke wurde von OBERHOLZER (1933) als «seewerähnlicher» oder «seewerartiger Kalk», und

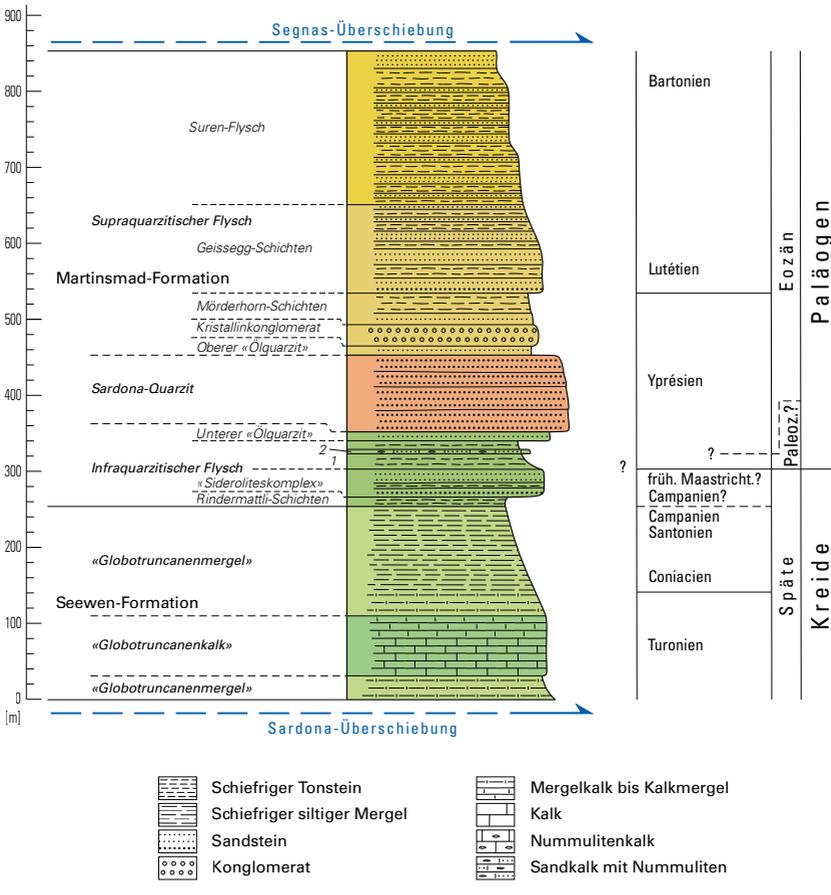


Fig. 7: Schematisches lithostratigraphisches Übersichtsprofil der Sardona-Decke. Die Abfolge ist gegen oben durch die Segnas-Überschiebung, der basalen Überschiebung des Schabell-Melanges, gegen unten durch die Sardona-Überschiebung begrenzt. Die gezeigte Schichtabfolge basiert auf der Gliederung nach LEUPOLD (1942) und WEGMANN (1961) mit leichten Modifikationen (1 = «Schwarzer Schiefer» mit Kristallinbrekzie, 2 = Glaukonitischer Sandstein mit Assilinen). Beachte, dass die hier dargestellten Formationen und Member aus feldgeologischen Gründen von ihren definierten Grenzen leicht abweichen können.

von LEUPOLD (1942), RÜEFLI (1959), WEGMANN (1961) und LIHOU (1996b) als «Globotruncanenkalk und -mergel» kartiert. Es wird hier zur Seewen-Formation gerechnet und bilden die älteste Formation der Sardona-Decke (Fig. 7, 8). Die Seewen-Formation kommt in den Oberen und Unteren Orglen-Schuppen, in der Calanda-Schuppe, in den Mirutta-Schuppen sowie überkippt in zwei isolierten Vorkommen im Kern der Scheubs-Synklinale östlich des Foostocks und am Grasseggchopf vor. Sie ist überall auf schwarzen schiefrigen Tonstein mit Flyschsandsteinbänken der jüngeren Martinsmad-Formation überschoben. Deren Abgrenzung bereitet hier meist kein Problem. Auch die Obergrenze gegen die Martinsmad-Formation ist in der Regel dort zu ziehen, wo erstmals Sandsteinbänke oder schwarzer schiefriger Tonstein der Martinsmad-Formation in Erscheinung treten.

Eine Abgrenzung des «Globotruncanenkalks» vom «Globotruncanenmergel» ist dagegen nicht immer klar. WEGMANN (1961, S. 124) kartierte sie zwar getrennt, schlug aber zugleich vor, sie aufgrund der recht schwierigen und willkürlichen Abgrenzung sowie aufgrund des heterochronen Charakters der Grenze zwischen schiefrigem Kalk und Mergel künftig unter dem Sammelbegriff «Globotruncanen-Schichten» zu bezeichnen (s. a. W. Leupold in RUTSCH 1966, S. 533 f.). Im Kartengebiet wurden sie dort getrennt kartiert, wo die Grenzziehung dazu im Feld relativ klar war.

«Globotruncanenmergel»

Der «Globotruncanenmergel» ist als hell- bis dunkelblaugrau anwitternder, dunkelblaugrauer flaseriger schiefriger Mergel ausgebildet (WEGMANN 1961, S. 122). Er zeigt gelegentlich dunkle Flecken, wodurch er leicht mit dem «Fleckenmergel» der Stad-Formation der Blattengrat-Decke verwechselt werden kann. Er enthält auch stärker kalkige Bänken und ist oft voller Foraminiferen, die als dunklere oder auch als hellere Pünktchen gut sichtbar sind. Das Alter wurde anhand dieser Foraminiferen (vor allem Globotruncaniden) durch LEUPOLD (1942) als Turonien («Untersénonien»), durch BISIG (1957) als Santonien bis Campanien und durch WEGMANN (1961) als mittleres Turonien bis Santonien bestimmt. Der «Globotruncanenmergel» erreicht bis zu 200 m Mächtigkeit.

«Globotruncanenkalk»

Der «Globotruncanenkalk» ist ein gelblich bis hellgraubraun anwitternder, meist dunkel-, gelegentlich hellblaugrauer dichter mikritischer dünnplattiger Kalk. Er tritt meist in einer deutlich gebankten Wechsellagerung von 3–15 cm mächtigen Kalk-, Mergelkalk- und Mergelbänken auf. Im Vergleich zum Kalk der Seewen-Formation des Unterhelvetikums ist die typisch flaserig-knollige Struktur nur wenig oder gar nicht ausgebildet, und die für den Seewen-Kalk typischen dunklen Tonhäute sind im frischen Bruch weniger deutlich.

ARN. HEIM (1911) erkannte Inoceramenbruchstücke im Kalk bei Falzüber; OBERHOLZER (1933) fand dort einen Belemniten. Der Kalk enthält viele Foraminiferen, die auf den Schichtflächen deutlich als dunkle Punkte sichtbar sind. Anhand dieser Formaminiferen (v.a. *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI und *G. l. tricarinata* QUERAU sowie Globorotaliiden) stellte LEUPOLD (1942) den «Globotruncanenkalk» ins Turonien-Senonien, BISIG (1957) ins Turonien-Coniacien, RÜEFLI (1959) ins späteste Cénomanien – «Untersenonien» und WEGMANN (1961) ins Turonien. Die Mächtigkeit des hier kartierten Globotruncanenkalks variiert von 20 m bis etwa 80 m. Ein guter Aufschluss des «Globotruncanenkalks» liegt auf der Falzüber Alp (ARN. HEIM 1911), etwa 20 m oberhalb von Pkt. 1780 m, wo die Schichten den Alpweg kreuzen (bei Koord. 2735.050/1197.495).

LEUPOLD (1942) nahm aufgrund der Disposition im Feld (Kalk liegt unter Mergel) an, dass der Kalk älter als der Mergel ist. WEGMANN (1961) ist ihm darin gefolgt und argumentierte, dass die Foraminiferenfauna im Kalk möglicherweise bereits seit dem frühen Turonien existierte, während die Foraminiferenfauna des Mergels vermutlich erst ab dem mittleren Turonien auftrat. Ältere Ablagerungen als Turonien wurden nicht gefunden (WEGMANN 1961), obwohl LIHOU (1996b) es aufgrund der Foraminiferenfunde von BISIG (1957), RÜEFLI (1959) und WEGMANN (1961) für möglich hält, dass das Alter des «Globotruncanenkalks und -mergels» bis ins Cénomanien zurückreicht.

F_{Ma} Martinsmad-Formation («Sardona-Flysch» i. Allg.)

Bei der Martinsmad-Formation handelt es sich um echte Flyschablagerungen im paläotektonischen Sinn. Es ist eine Abfolge von schwarzem schiefrigem Tonstein, braunem turbiditischem Sandstein, dunkel- und hellgrauem, teils fast weissem quarzitischem Sandstein, untergeordnet Konglomerat und Brekzie sowie einer glaukonitischen Sandsteinbank mit oder ohne Nummuliten. Diese Ablagerungen können demnach zurecht als «Sardona-Flysch» bezeichnet werden.

LEUPOLD (1942) unterteilte diese Flyschablagerungen mithilfe mikropaläontologischer Analysen in neun Einheiten, die er auf seinen unpublizierten Kartenausschnitten (1:10 000) des Segnas- und Calfeisengebiets kartiert hat. Auf der geologischen Karte 1:25 000 des Gebiets (DÜNNER et al. 1948, HELBLING 1948) wurde allerdings «Sardona-flysch i. Allg.», «schwarzer Tonschiefer mit Kristallinkonglomerat», der «Sardonaquarzitkomplex» und «Oberer Flysch» farblich unterschieden. RÜEFLI (1959), WEGMANN (1961) und LIHOU (1996a) vereinfachten in ihren gut dokumentierten Kartierungen (1:25 000) die Abfolge in drei Einheiten (von unten nach oben): Infraquarzitische Flysch, Sardona-Quarzit (inkl. «Ölquarzit») und Supraquarzitische Flysch. LÖPFE et al. (2018) wiesen für das Atlasblatt Sargans ebenfalls drei Einheiten aus, schlossen aber in der Kartiereinheit Sardona-Quarzit (Member) noch den schwarzen Schiefer mit Kristallinkonglomeraten ein. Da eine Kartierung der neun Untereinheiten LEUPOLDS (1942) für den Massstab 1:25 000 zu detailliert ist, wurde hier die Martinsmad-Formation in vier Einheiten kartiert: Infraquarzitische Flysch, Sardona-Quarzit, Supraquarzitische Flysch und Suren-Flysch (ehem. «Oberster sandsteinreicher Flysch»). Die Einteilung Infraquarzitische Flysch – Sardona-Quarzit – Supraquarzitische Flysch liegt auf der Hand, da der weisse Sardona-Quarzit das einzige relativ leicht kartierbare Gestein der Sardona-Decke ist. Auch wenn es sehr unregelmässig boudiniert ist und grosse Schwankungen in seiner Mächtigkeit zeigt, bildet er doch einen guten Markerhorizont, mithilfe dessen die Martinsmad-Formation unterteilt werden kann. Der

Sardona-Quarzit wurde hier *ohne* Unteren bzw. Oberen «Ölquarzit» kartiert, da aufgrund der teilweisen Unzugänglichkeit der Aufschlüsse die visuell und morphologisch kaum in Erscheinung tretenden «Ölquarzite» im tektonisch sehr komplexen Gebiet nicht gut zu kartieren sind. Von Vorteil ist dagegen, dass nun die teilweise sehr beträchtliche Boudinage der Sardonaquarzit-Pakete sichtbar wird. Die Bezeichnung Infra- bzw. Supraquarzitischer Flysch wurde, wenn möglich, beibehalten, um die Lagerungsverhältnisse abbilden zu können.

Die feinstratigraphische Gliederung der einzelnen Einheiten erfolgt dank verbesserter mikropaläontologischer Alterskontrolle nach WEGMANN (1961), basierend auf LEUPOLD (1942), BISIG (1957) und RÜEFLI (1959) und den dort enthaltenen Gesteinsbeschreibungen der einzelnen Schichtglieder. Die Gesamtmächtigkeit der Martinsmad-Formation kann bis zu etwa 600 m betragen, wobei möglicherweise die unteren ca. 50–100 m der Späten Kreide angehören, während es sich beim Rest um Paläogen (Eozän) handelt (Fig. 7). Es ist zu beachten, dass diejenigen Schichtglieder der Sardona-Decke, die eventuell der Amden-Formation oder der Wang-Formation entsprechen, sich im Feld nicht klar von der Martinsmad-Formation abgrenzen lassen. Da auch sie zumeist Flyschsandsteinbänke enthalten, wurden sie ebenfalls zur Martinsmad-Formation hinzugerechnet (Fig. 8).

F_{Mi} *Infraquarzitischer Flysch*

Während für WEGMANN (1961) und LIHOU (1996a) der Infraquarzitische Flysch aus den Einheiten (von alt nach jung) Rindermattli-Schichten, «Sideroliteskomplex» und «Schwarzer Schiefer» besteht, wird hier auch der untere «Ölquarzit-horizont» hinzugezählt, den WEGMANN (1961) und LIHOU (1996a) zusammen mit dem Sardona-Quarzit kartierten (Fig. 8). Der Infraquarzitische Flysch ist bis 100 m mächtig, sein Alter reicht von Campanien bis wahrscheinlich ins frühe Yprésien (RÜEFLI 1959, LIHOU 1996a).

Rindermattli-Schichten: Unter den Rindermattli-Schichten versteht WEGMANN (1961, S. 124ff.) die «Übergangsserie zur Flyschfazies», da hier erstmals schwach sandige, Glimmer führende Kalkbänkchen über dem «Globotruncanenmergel» der Seewen-Formation erscheinen. Die Abfolge ist ziemlich unspezifisch und lässt sich nur schwer gegen das Liegende und Hangende abgrenzen. Auch gibt es nur sehr wenige gute Aufschlüsse mit einigermaßen repräsentativen Profilen. Sie ist nirgendwo mächtiger als 30–40 m und sehr häufig zu Fetzen auseinandergerissen (WEGMANN 1961, S. 127). Wegman hat die Rindermattli-Schichten weder kartiert noch in seinen Profilen angegeben.

Bei der Abfolge der Rindermattli-Schichten handelt sich um hellbraun-grau anwitternden, dunkelgrauen schiefrigen, mehr oder wenig feinsandigen Mergel mit gelegentlich eingeschalteten 2–8 cm dicken linsigen Bänken von hellgrauem, Glimmer führendem Kieselkalk (WEGMANN 1961, S. 125f.). Ein charakteristischer Aufschluss befindet sich im Rindermattli (heutige Bezeichnung auf LK) bei

| LEUPOLD (1942) Karte 1:10'000 | DÖNNER et al. (1948) Karte 1:25'000 | WEGMANN (1961) | WEGMANN (1961) Karte 1:25'000 | LÖPPE et al. (2018) Karte 1:25'000 | DEN BIJK et al. (2021) Karte 1:25'000 |
|----------------------------------|---|--|----------------------------------|---------------------------------------|--|
| Calfaisal | | Serrfjal | | Atlasblatt Sargans | Atlasblatt Elm |
| Oberster sandsteinreicher Flysch | Oberer Flysch | Oberster sandsteinreicher Flysch | Supraquarzitischer Flysch | (obere Flyschabfolge) | Suren-Flysch |
| Siderolitesplatten | (Siderolites-Schichten) | Geisegg-Schichten | Sardonaquarzit und Ölkvarzite | | Supraquarzitischer Flysch |
| Fukoidenschiefer | | Sardonaquarzit-komplex | | Sardonaquarzit | Sardona-Quarzit (Member) |
| Oberer Ölkvarzit-komplex | Sardonaquarzit-komplex | Oberer Ölkvarzithorizont | Sardonaquarzit und Ölkvarzite | Martinsmat-Formation | Supraquarzitischer Flysch |
| Sardonaquarzit | | Unterer Ölkvarzithorizont | | | Infraquarzitischer Flysch |
| Unterer Ölkvarzithorizont | Schwarzer Tonschiefer mit Kristallinkonglomerat | Schwarzer Schiefer mit Kristallinkonglomeraten | | | |
| Kristallinkonglomerate | Sardonaquarzit-komplex | Sideroliteskomplex | Infraquarzitischer Flysch | (untere Flyschabfolge) | |
| Unterer Sideroliteskomplex | | Rindermattli-Schichten | | | |
| Freudenbergsschiefer | | Globotruncanenmergel | Globotruncanenkalk und -mergel | Amden-Mergel | Seewen-Formation |
| Globotruncanenmergel | Globotruncanenkalk | Globotruncanenmergel | Globotruncanenkalk und -mergel | Seewen-Formation | |

Fig. 8: Korrelation der bei LEUPOLD (1942) und WEGMANN (1961) verwendeten Schichtglieder der Sardona-Decke mit der Definition von MENKVELD-GFELLER et al. (2016) und des Nachbargebiets (LÖPPE et al. 2018) mit den im Kartengebiet wiedergegebenen Einheiten.

Koord. 2733.300/2195.300. LIHOU (1996a, S. 728, Abb. 5) gibt ein detailliertes stratigraphisches Profil durch die Rindermattli-Schichten, von denen ca. 17 m an der Typlokalität aufgeschlossen sind. Das Alter, basierend auf den Globotruncanen, die WEGMANN (1961) aus dem tiefsten Abschnitt in diesem Aufschluss in ausreichender Qualität finden konnte (v.a. *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUE-RAU), *G. l. lapparenti* BOLLI und *G. l. bulloides* VOGLER), reicht vom Campanien bis möglicherweise ins frühe Maastrichtien. Globigerinen konnte WEGMANN (1961) keine erkennen. Im Feld unterscheiden sich die Rindermattli-Schichten vom unterliegenden hellen «Globotruncanenmergel» vor allem durch ihre dunklere Farbe. Vom Alter her, und auch wegen der etwas dunkleren Färbung des schiefrigen Mergels, wäre eine zeitliche Korrelation mit der Amden-Formation möglich.

«*Sideroliteskomplex*»: Benannt nach der Foraminiferengattung *Siderolites* (LEUPOLD 1942), die im Kartengebiet allerdings nur ganz vereinzelt und schlecht erhalten gefunden werden (WEGMANN 1961, S. 133).

LEUPOLD (1942) sprach hier vom *Unteren* «Sideroliteskomplex», da er in höheren Teilen des Flyschs der Sardona-Decke ebenfalls Siderolites gefunden hatte und deswegen dort einen *Oberen* «Sideroliteskomplex» ausschied.

Mit dem «Sideroliteskomplex» setzt die eigentliche Flyschfazies innerhalb der Sardona-Abfolge deutlich ein. Dabei handelt es sich um eine Wechsellagerung von bis zu 50 cm mächtigem bräunlich anwitterndem, fein- und grobkörnigem,

mehr oder weniger stark Glimmer führendem turbiditischem Kalksandstein und meist grauem bis schwarzem schiefrigem sandigem Tonstein und Mergel. Gegen oben werden die Kalksandsteinbänke mächtiger, sind oft gradiert und zeigen konvolute Lamination. Unter dem Mikroskop beobachtete WEGMANN (1961, S. 129) im turbiditischen Sandstein als Komponenten Quarz, zersetzte saure Eruptiva, verbogene und zerbrochenen Biotit und Muskovit, Kieselkalk, Quarzit, Kalk mit grossen Globigerinen, schiefrigen sandigen Tonstein und Erzfragmente. Das Bindemittel ist tonig und kalzitisch. Im «Sideroliteskomplex» kommt auch Kieselkalk häufig vor. Wegen seiner grauen Farbe fällt er gegen den schiefrigen Mergel kaum auf. Seltener treten schwarz anwitternde, im frischem Bruch fast weisse Feinbrekzienlinsen mit verschiedenen Gesteinskomponenten bis zu 1 cm Grösse auf. Darin erkannte WEGMANN (1961, S. 130) unter dem Mikroskop frische und zersetzte saure Eruptiva, Glimmerschiefer, Quarz, Kalk, feinkörnigen Kalksandstein und Kieselkalk, Quarzit, schiefrige feinsandige Tonstein- und Mergelschmitzen, Biotit-, Muskovit-, und – oft verbogene und angehäufte – Chloritschuppen. Als Bindemittel treten Kalzit und Quarz auf.

Grosse Teile des «Sideroliteskomplexes» erweisen sich als praktisch fossillere (WEGMANN 1961, S. 132). Das Alter der tiefsten Partien basiert auf einer sehr schlecht erhaltenen Globotruncanenfauna (*Globotruncana-stuarti*-, *-leupoldi*- und *-lapparenti*-Formen) und deutet nach R. Wegmann auf eine untere Begrenzung im Campanien oder im frühen Maastrichtien hin. Für eine detaillierte Gliederung der Hauptmasse des «Sideroliteskomplexes» waren diese Funde jedoch nicht ausreichend. Der maximal 100 m mächtige «Sideroliteskomplex» umfasst den grössten Teil des Infraquarzitischen Flyschs.

Die Abfolge ist leicht mit den Geissegg-Schichten des Supraquarzitischen Flyschs (s. u.) zu verwechseln, in denen LEUPOLD (1942) ebenfalls Siderolites fand und teilweise als *Oberen* «Sideroliteskomplex» kartierte. LEUPOLD (1942) und WEGMANN (1961, S. 128ff.) betrachten den «Sideroliteskomplex» als eine fazielle Abwandlung der südhelvetischen «Wangschichten» (Wang-Formation).

«*Schwarzer Schiefer*» mit *Kristallinbrekzie* (1 in Fig. 7): Beim «Schwarzen Schiefer» handelt es sich um einen tiefschwarzen, sehr homogenen schiefrigen feinkörnigen Tonstein mit mattglänzenden Schichtflächen, stellenweise auch um silbergrau anwitternden dunkelblaugrauen schiefrigen, bisweilen siltig-sandigen Mergel. Der Mergel ist nicht überall ausgebildet, und es gibt laterale und vertikale Übergänge zum «Sideroliteskomplex» (WEGMANN 1961, S. 134f.).

LEUPOLD (1942), BISIG (1957), RÜEFLI (1959) und WEGMANN (1961) platzieren in diesem «Schwarzen Schiefer» das so genannte Kristallinkonglomerat, das vor allem im Calfeisental bis metergrosse Komponenten enthält und bis ca. 10 m mächtig sein kann. LIHOU (1996a) hingegen konnte im Calfeisental zeigen, dass dieses Konglomerat in einem höheren stratigraphischen Abschnitt, und zwar *über* dem Sardona-Quarzit liegt.

Allerdings tritt in diesem «Schwarzen Schiefer» an verschiedenen Stellen im Profil eine Kristallin**brekzie** auf, die aus einigen ausgedehnten Linsen besteht, die wenige Zentimeter mächtig sind und sich lateral einige Dezimeter erstrecken. Ihre eckigen Komponenten liegen kaum geschichtet oder sortiert in einer Matrix von dunkelblaugrauem bis schwarzem Tonstein. Die hellgrauen Quarzkomponenten von typischerweise 0,5 cm Grösse erscheinen in der dunklen tonigen Matrix wie Speckwürfel und werden daher auch als «Speckwürfelschiefer» bezeichnet (LEUPOLD 1942, BISIG 1957). WEGMANN (1961, S. 136) analysierte die Zusammensetzung der Kristallinbrekzie wie folgt:

- Kristallingesteinskomponenten: rötlicher und grünlicher Granit und Gneis, Muskovit- und Biotitgneis, Zweiglimmergneis, Aplit, Quarzdiorit bis Diorit, Chloritschiefer.
- Sedimentgesteinskomponenten: dunkelblauer Kalk, Calpionellenkalk, gelber Dolomit, «Orbulinarienmergelkalk», Flyschgesteine (grünlicher und bräunlicher «Ölquarzit»), blaugrauer Kalksandstein, Sandkalk, schiefriger sandfreier bis sandiger Mergel, dunkler schiefriger Tonstein und ein oolithischer Kalk mit «*Coscinocus*» *alpinus* LEUPOLD und «*C.*» *elongatus* LEUPOLD (nach RÜEFLI 1959 vermutlich «Tithonkalk» der Sulzfluh-Decke).

Die Hauptmasse des «Schwarzen Schiefers» erwies sich als fossillier (WEGMANN 1961, S. 137). Stellenweise konnte eine sehr schlecht erhaltene Mikrofauna festgestellt werden, hauptsächlich Globotruncanen (keine Globigerinen), die aber häufig Aufarbeitungsspuren vermuten liessen und teilweise sicher aufgearbeitete Foraminiferen älterer Formationen waren. Ein Teil des «Schwarzen Schiefers» könnte daher noch ein Maastrichtien-Alter haben, vermutlich handelt es sich jedoch bereits um Eozän.

WEGMANN (1961, S. 137) erwähnt, dass RÜEFLI (1959) im «Weisstannental an mehreren Stellen Kristallinbreccien in der unmittelbaren Unterlage des Sardonaquarzites gefunden [hat], welche im Zement bereits Globigerinen von eozänem Typus oder *Discocyclus* aff. *seunesi* enthalten, am Fanenstock [beim Heubützlipass] zusammen mit sehr kleinen Nummuliten und Assilinen, wie sie auch im Batönisandstein (S-Fazies der Einsiedler-Nummulitenkalke) vorkommen und noch oberpaleozän sein können. In einem Falle schien [ihm] dort das nummulitenhaltige Material nicht dem Zement zuzugehören, sondern eine kopfgrosse Komponente des Konglomerates darzustellen.» Weiter unten bezeichnet WEGMANN (1961, S. 137) diese Komponente des Kristallinkonglomerats als «Nummulitenkalkblock».

Die Mächtigkeit des «Schwarzen Schiefers» ist aufgrund der graduellen vertikalen und lateralen Übergänge in den «Sideroliteskomplex» und den «Ölquarzit» nur sehr schwer festzustellen. WEGMANN (1961, S. 135) schätzt 20–50 m im Norden und 60–100 m im Süden. Im Kartengebiet ist der Infraquarzitische Flysch insgesamt nie mächtiger als etwa 100 m. An verschiedenen Stellen konnte eine glaukonitische Sandsteinlage meist mit grossen Nummuliten gefunden werden, die vermutlich innerhalb des «Schwarzen Schiefers» plaziert werden sollte.

Glaukonitischer Sandstein (F_{ME}^2 in Fig. 7): Vermutlich innerhalb der Einheit des «Schwarzen Schiefers» tritt dicht unterhalb des Sardona-Quarzits gelegentlich eine weniger als 1 m mächtige Bank grüngrauen, meist Assilinen führenden glaukonitischen Sandsteins auf. Aufschlüsse befinden sich westlich oberhalb der Prägelhütte (bei Koord. 2737.950/1202.275), in der Wingelmäss südöstlich des Fostöckli (2737.050/1201.815), am Mittaghorn (2732.315/1195.350) und wahrscheinlich auch in der Plaun dils Agls (2739.650/1195.115).

Proben von erstgenannter Lokalität zeigen einen eisenreichen, hämatitisch imprägnierten Kalk mit wenig Glaukonit und Quarz in Silt- und Feinsandfraktion. Er ist matrixgestützt mit «Nestern» von Grossforaminiferen, wobei die Nummuliten, grössere und kleinere Arten, viel häufiger sind als die eher kleinen Assilinen. Teils sind die Foraminiferen mit Hämatit gefüllt, teils mit Zement. Diese Fazies wäre der Euthal-Formation zuzuordnen, allenfalls dem «Gallensis-Kalk» des Einsiedeln-Members (pers. Mitt. U. Menkveld-Gfeller 2020), und zeitlich ins Yprésien zu stellen (MENKVELD-GFELLER et al. 2016).

Es stellt sich die Frage nach der Entstehung dieser neritisch gebildeten Nummuliten-/Assilinenvergesellschaftung im Kontakt mit Flyschsedimenten, denen üblicherweise ein tiefmarines Milieu zugesprochen wird. Möglichkeiten sind eine tektonisch bedingte kurzzeitige Meeresspiegelabsenkung (z. B. LIHOU 1996a, vgl. Fig. 9), starke Umlagerung der Nummuliten in tiefere Bereiche oder Flyschablagerung in weniger tiefem Wasser. Alternativ könnte es sich hier auch um eine der Blattengrat-Decke vergleichbare Situation handeln, wo die Nummulitenkalke erosiv auf ihrer Unterlage gebildet wurden (s. Abschnitt Blattengrat-Decke S. 41 ff.).

Unterer «Ölquarzit»: Der «Ölquarzit» verdankt seinen Namen der schwarzen oder dunkelbraunen Farbe in Kombination mit einem fettigen, «öligen» Glanz, der jedoch nichts mit Öl zu tun hat (OBERHOLZER 1933, S. 437f.). Der ölige Glanz ist die Folge des muscheligen Bruchs des kieseligen Zements des Sandsteins.

WEGMANN (1961), LIHOU (1996a) und LÖPFE et al. (2018) kartierten den dunklen «Ölquarzit» zusammen mit dem weissen Sardona-Quarzit und dem allenfalls daraufliegenden Oberen «Ölquarzit» bzw. dem Kristallinkonglomerat als eine einzige Einheit (Fig. 8). Hier jedoch wurde der Untere «Ölquarzit» zum Infraquarzitischen Flysch gerechnet. Grund ist, dass an sehr vielen Stellen nur der weisse Sardona-Quarzit mit Sicherheit zu erkennen ist und es schwer fällt zu entscheiden, ob es sich beim unterliegenden dunkelbraunen, bisweilen schwarzen Gestein um «Ölquarzit», «Schwarzen Schiefer» oder den «Sideroliteskomplex» handelt. Die Begrenzungen des hellen Sardona-Quarzits sind dagegen meist sehr deutlich zu sehen.

Beim Unteren «Ölquarzit» handelt es sich um eine meist regelmässige Wechselfolge von schwarzen, typischerweise fleckigen, rostrot anwitternden schiefrigen Tonsteinlagen und cm- bis dm-mächtigen schwarzen bis bräunlichen, häufig linsenförmig auseinandergezogen Bänken von quarzgebundenem fettglänzendem dichtem, feinkörnigem Quarzsandstein. Dieser turbiditische Sandstein enthält häufig Spurenfossilien (*Planolites* isp. und *Palaephycus* isp., LIHOU 1996a). Mithil-

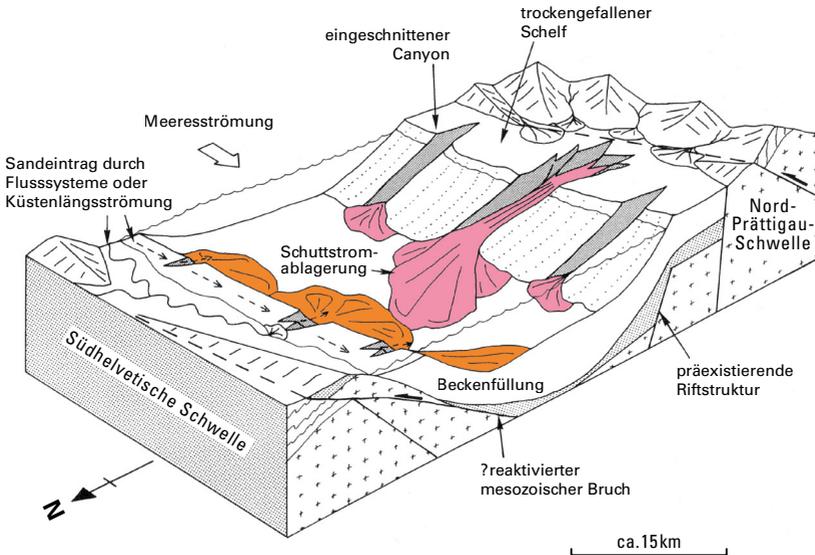


Fig. 9: Ablagerungsmodell des Sardona-Quarzits (orange) und des Kristallinkonglomerats (rosa) nach LIHOU (1996a, Fig. 15). Die Figur illustriert den Effekt einer Meeresspiegelabsenkung auf die Entwicklung progradierender Schuttfächersysteme (Sardona-Quarzit, «Ölquarzit») am nördlichen Rand des Ablagerungsraums (Südhelvetische Schwelle) sowie der Bildung von Schuttströmen (Kristallinkonglomerat) an dessen Südrand (Nord-Prättigau-Schwelle).

fe von Schleifmarken (groove casts), Fließmarken (flute casts), Rippelmarken und Kreuzschichtung hat LIHOU (1996a, S. 732 ff.) Paläoströmungsrichtungen bestimmt, die eine primäre Schüttung in südöstliche Richtung andeuten. Südwest-Nordost orientierte Richtungen könnten auf Konturströmungen hinweisen. RÜEFLI (1959, S. 153) fand im Unteren «Ölquarzit» paläogene Globigerinen, *Discocyclina cf. seunesi*, *Assilina* sp., *Nummulites* sp. und *Operculina*, woraus W. Leupold (in RUTSCH 1966) schloss, dass der Untere «Ölquarzit» nicht älter als spätes Paleozän ist. WEGMANN (1961) konnte dagegen im Unteren «Ölquarzit» neben Globigerinen und Globigerinellen keine leitenden Mikroorganismenreste finden; LIHOU (1996a) konnte gar keine originäre, nicht aufgearbeitete Mikrofauna finden.

Ein guter Aufschluss des Unteren «Ölquarzits» liegt an der Typlokalität des Sardona-Quarzits (LIHOU 1996a) zwischen Jakobiweid (Koord. 2742.1/1198.1) und Trosegtobel (2741.8/1198.0), gerade östlich der Sardonaalp im Calfeisental. Der Untere «Ölquarzit» ist hier 62 m mächtig. Im westlichen Teil des Kartengebiets geht WEGMANN (1961) von einer maximalen Mächtigkeit bis zu 30 m aus.

Die Grenze des Unteren «Ölquarzits» gegen den Sardona-Quarzit ist scharf und im Feld dank des Farbunterschieds sowie der rasch einsetzenden und meist deutlich grösseren Bankmächtigkeiten des Sardona-Quarzits leicht zu erkennen.

WEGMANN (1961, S. 140ff.) beschrieb eine laterale Übergangsfazies zwischen dem Unteren «Ölquarzit» und dem «Sideroliteskomplex», die er «Para-Ölquarzitkomplex» nannte. Darin fand er Relikte von Globotruncanenformen des Maastrichtiens, die er aber als umgelagert deutete; etwas häufiger fand er Globigerinen, die er zwar nicht bestimmen konnte, die aber «bereits starke Anklänge an typisch tertiäre Globigerinen» zeigten.

F_{MQ} *Sardona-Quarzit*

Der Sardona-Quarzit (OBERHOLZER 1933) ist weithin sichtbar, meist gut aufgeschlossen und bildet den wichtigsten lithostratigraphischen Leithorizont in der Sardonaabfolge (LEUPOLD 1942). Der Sardona-Quarzit teilt die Martinsmad-Formation in einen älteren (infraquarzitischen) und jüngeren (supraquarzitischen) Abschnitt (Fig. 7, 8). Im Gegensatz zur Definition in MENKVELD-GFELLER et al. (2016), die der Faziesinterpretation von LIHOU (1996a; «Sardona Quartzite Formation») folgt, umfasst der Sardona-Quarzit hier nur den eigentlichen, im Feld von Weitem deutlich erkennbaren massiven Sardona-Quarzit (ohne die «Ölquarzite»). Da es sich beim Sardona-Quarzit um einen sehr quarzreichen Sandstein mit überwiegend Quarzzement handelt, hat sich die Verwendung des Begriffs «Quarzit» in der Literatur eingebürgert.

Es handelt sich um einen mässig sortierten, fein- bis grobkörnigen (0,1–1 mm, WEGMANN 1961), sehr reinen Quarzsandstein mit gut gerundeten Körnern. Neben Quarz (>90% Anteil) sind sehr untergeordnet (<5%) Kalzit, Muskovitschüppchen und Limonitkörnchen enthalten. Der Sardona-Quarzit ist gut gebankt, mit einer typischen Bankmächtigkeit von 0,5–2 m, die ausnahmsweise 5 m erreichen kann (LIHOU 1996a). Schieferige Lagen fehlen zwischen den Bänken. Er hat in der Regel eine hellgraue bis weisse Anwitterungsfarbe. Aufgrund der vielen silberfarbenen Muskovitschüppchen glänzt das frische Gestein und ist häufig teilweise mit braunen und orangen Flecken (Hämatit, Limonit) sowie mit den für Quarzgestein typischen hellgrünen Flechten bedeckt. Daneben treten atypische, deutlich feiner gebankte Sandsteinlagen auf, die schlecht sortierte eckige Quarzkörner in einem kryptokristallinen Zement aus vorwiegend Quarz enthalten (WEGMANN 1961, S. 143); Kalzit und Muskovit sind selten. Die Bänke des Sardona-Quarzits zeigen in der Regel keine Sedimentstrukturen und sind auch weniger deutlich gradiert als die Flyschsandsteinbänke der anderen Einheiten der Martinsmad-Formation. LIHOU (1996b, S. 737) erklärt dies mit sehr hohen Sedimentationsraten. Wenige Messungen der Paläoströmungsrichtung (LIHOU 1996a, S. 732ff.) ergaben eine S- bis SSE-gerichtete Schüttung. Daraus leitet LIHOU (1996a) eine paläogeographische Position am Südrand der südhelvetischen Schwelle ab (Fig. 9).

Anhand von Bruchstücken von Nummuliten, Assilinen und Discocyclusen stellte RÜEFLI (1959) den Sardona-Quarzit an die Grenze Paleozän/Yprésien «oder eher schon in die letztere Stufe» (WEGMANN 1961, S. 146f.). Mithilfe von Palynomorphen wies LIHOU (1996a, S. 731, 736) der Basis des Sardona-Quarzits ein Yprésien-Alter zu. Eine ursprüngliche, nicht aufgearbeitete Mikrofauna konnte sie allerdings nicht finden. Die primäre Mächtigkeit des Sardona-Quarzits variiert von wenigen Metern im Norden des Kartengebiets bis etwa 100 m bei der Sardonaöhütte im hintersten Calfeisental sowie am Biflenhorn und am Mörderhorn. Am Trosseggtobel, an der Typlokalität des Sardona-Quarzits (LIHOU 1996a) auf der Jakobiweid im Calfeisental, ist die gesamte Abfolge 48 m mächtig.

F_{Ms} *Supraquarzitischer Flysch*

Zum Supraquarzitischen Flysch zählen hier (von unten nach oben) der Obere «Ölquarzit», das Kristallinkonglomerat, die Mörderhorn-Schichten und die Geissegg-Schichten. Der auf den Geissegg-Schichten liegende Suren-Flysch («Oberster sandsteinreicher Flysch», LEUPOLD 1942) konnte zwar separat kartiert werden, ist aber ebenfalls Teil des Supraquarzitischen Flyschs (Fig. 7, 8).

Damit unterscheidet sich die hier vorgenommene Einteilung wiederum von derjenigen von WEGMANN (1961) und LIHOU (1996a). WEGMANN (1961) kartierte den Oberen «Ölquarzit» zusammen mit dem Sardona-Quarzit, das Kristallinkonglomerat gehörte bei ihm zum Infraquarzitischen Flysch. Die Mörderhorn-Schichten kartierte er als Geissegg-Schichten und den «Obersten sandsteinreichen Flysch» als «Supraquarzitischen Flysch i. Allg.». LIHOU (1996a) kartierte keinen Oberen «Ölquarzit», dafür das Kristallinkonglomerat zusammen mit dem Sardona-Quarzit. Alle Einheiten darüber fasste sie im Supraquarzitischen Flysch zusammen.

Altersmässig umfasst der Supraquarzitische Flysch frühes Eozän. Die Mächtigkeit beträgt 120–220 m. Am mächtigsten ist der Supraquarzitische Flysch östlich von Piz Segnas und Piz Sardona.

Oberer «Ölquarzit»: Der Obere «Ölquarzit» wurde von WEGMANN (1961) weder als eigene Einheit kartiert noch in seinen Profilen ausgeschieden. In seiner stratigraphischen Beschreibung rechnete er ihn zum Supraquarzitischen Flysch, auf seiner Karte zu «Sardonaquarzit und Ölquarzite» (Fig. 8). Der Obere «Ölquarzit» tritt meist nur in Form isolierter verschürfter Pakete auf. Im kontinuierlich aufgeschlossenen Profil des Sardona-Quarzits bei Jakobiweid kommt er nicht vor (LIHOU 1996b). WEGMANN (1961, S. 147) erwähnt, dass er an sehr vielen Stellen nicht entscheiden konnte, ob es sich um Unteren oder Oberen «Ölquarzit» handelt. Der Obere «Ölquarzit» ist in Aufbau und lithologischer Zusammensetzung nicht vom Unteren «Ölquarzit» zu unterscheiden (WEGMANN 1961, S. 147). Häufig lässt sich nur anhand der stratigraphischen Position eine Zuordnung zur einen oder anderen Einheit vornehmen. Für die Gesteinsbeschreibung wird deshalb auf die Beschreibung

des Unteren «Ölquarzits» verwiesen (s. S. 55). WEGMANN (1961, S. 147f.) erwähnt keine Fossilfunde, anhand derer ein Alter bestimmt werden kann. Aufgrund des Alters des liegenden Sardona-Quarzits handelt es sich um Yprésien (W. Leupold in RUTSCH 1966, S. 847) oder jünger.

Kristallinkonglomerat: Das Kristallinkonglomerat ist ein chaotisches, unsortiertes, matrixgestütztes polymiktes Konglomerat (Fig. 10). Die durch spätere Deformation oft abgeplatteten, meist gut gerundeten Gerölle bis etwa 1 m Durchmesser liegen in schwarzem, oft glänzendem schiefrigem Tonstein. Auffallend (und namengebend) sind Kristallingerölle, die fast ausschliesslich aus sauren Silikatgesteinen bestehen: glimmerreicher Paragneis, Glimmerschiefer und Zweiglimmergranit. Sie stechen wegen ihrer hellen Farbe im dunklen, schwach metamorphen schiefrigen Tonstein hervor.

LIHOU (1996a, S. 739) gibt eine Kompilation von den von ihr, RÜEFLI (1959) und WEGMANN (1961) gefundenen Gerölle: Quarzit, «Ölquarzit», schwarzer Tonstein, «Globotruncanenkalk», korngestütztes polymiktes Konglomerat, Orbulinarienkalk (Späte Kreide), Calpionellenkalk mit Radiolarien (Frühe Kreide bzw. Später Jura), oolithischer Kalk mit *Coscinococcus alpinus*, Kieselkalk mit Schwammnadeln und Schiefer (Früher-Mittlerer Jura), Kalk und Dolomit (Trias), die Verrucanogerölle Quarzit, Diabas, Spilit, Granophyr und Andesit (Perm) sowie altersmässig nicht bestimmbarer porphyrischer weisser Granit/Granodiorit, rosaroter Granit, Aplit, Monzonit, Diorit, Tonalit, Mikrogranit, granitischer Gneis, Augengneis oder mylonitischer Gneis, Chlorit- und Muskovitschiefer, Aderquarz und dolomitischer Marmor.

Die Grösse der Gerölle und die Mächtigkeit der Ablagerung nimmt im Kartengebiet südostwärts in Richtung Calfeisental zu, wo die grössten Gerölle und mächtigsten Vorkommen angetroffen werden, wenngleich immer noch spärlich vorhanden (OBERHOLZER 1933, LIHOU 1996a). Im Trosegg Tobel bei Jakobiweid beträgt die maximale Mächtigkeit etwa 10 m. LIHOU (1996a) deutet das Konglomerat sedimentologisch als Ablagerung kohäsiver Schuttströme (debris flows), deren räumliche Verteilung eine Herkunft der Gerölle aus Süden andeutet (vgl. Fig. 9). Die genauere Herkunft der Gerölle ist unklar, die kristallinen Gerölle könnten aus dem Verrucano, von der südlichen Gotthard-Decke, den penninischen oder den unterostalpinen Decken stammen (RÜEFLI 1959, S. 155). WEGMANN (1961, S. 136) vermutet, dass der oolithische Kalk mit *Coscinococcus alpinus* aus der mittelpenninischen Sulzfluh-Decke stammen könnte. Die Gerölle waren wohl schon gerundet, bevor sie durch debris flows zur Ablagerung kamen. Da das Konglomerat direkt auf dem Sardona-Quarzit liegt, ist ein Yprésien-Alter (LIHOU 1996a) wahrscheinlich.

LEUPOLD (1942), BISIG (1957), RÜEFLI (1959) und WEGMANN (1961) nahmen an, dass das Kristallinkonglomerat dicht *unterhalb* des Sardona-Quarzits liegt. LIHOU (1996a, S. 732) konnte jedoch zeigen, dass dies nicht der Fall ist, denn das Kristallinkonglomerat liegt an der Typokalität im Trosegg Tobel beim Jakobiweid zweifellos *auf* dem Sardona-Quarzit.

Weitere gute Aufschlüsse des Kristallinkonglomerats mit grossen Geröllen gibt es unterhalb des Älplichopf auf etwa 2300 m entlang des Wanderwegs von der Sardonahütte zum Heu-



bützlipass (z.B. bei Koord. 2739.795/1198.840 und 2740.020/1199.080), wo das Kristallinkonglomerat ebenfalls auf Sardona-Quarzit liegt. Nach Norden und Westen hin werden die Aufschlüsse spärlicher und die Gerölle kleiner. Hier sind Aufschlüsse des Kristallinkonglomerats nur noch gelegentlich zu finden (vgl. OBERHOLZER 1933, S. 439ff.; RÜEFLI 1959, S. 150ff.).

Mörderhorn-Schichten: Die Mörderhorn-Schichten treten nur sehr lokal rund um das Mörderhorn in Erscheinung und sind bis etwa 20 m mächtig (Fig. 7). WEGMANN (1961) wies sie nur in seinen Profilen aus; auf seiner Karte fasste er sie mit den hangenden Geissegg-Schichten zusammen. Es handelt sich um eine lithologisch sehr variable Wechsellagerung von – mengenmässig dominierendem – dunkelgrauem schiefrigem knolligem sandigem Tonstein mit Bänken von grauer Brekzie, grauem siltigem bis feinkörnigem Quarzsandstein, bräunlich-grauem sandigem Kalk und Kieselkalk (WEGMANN 1961, S. 148ff.). Die graue Brekzie geht gegen oben in Grobsandstein und weiter in Kalksandstein über. Die Gesteine wittern braun bis rotbraun an und zeigen eine häufig poröse, mehrere Zentimeter dicke Verwitterungsrinde. Die Komponenten der polymikten Brekzienlagen sind max. 4 cm gross und enthalten u.a. viel Kalk und Dolomit, Kalksandstein, Kieselkalk, Quarzit, Muskovit- und Chloritfetzen, Erz sowie bis zu 30% Kristallinkomponenten (Quarz, Rhyolith, grauer und grüner Granit und Gneis, Muskovit- und Biotitgranit, Zweiglimmergranit und -gneis sowie Feldspäte).

Die Mörderhorn-Schichten stellen die ältesten Ablagerungen der Martinsmad-Formation dar, in denen eine gut erhaltene Mikrofauna enthalten ist. Vor allem im Zement der groben Brekzien- und Quarzsandsteinlagen wurden Nummuliten und seltenen Assilinen gefunden, die sich im Dünnschliff problemlos mit den Faunen des Prättigau-Flyschs (Ruchberg-Sandstein, ARNI 1935) und Schlieren-Flyschs (Schoni-Sandstein, SCHAUB 1959) vergleichen lassen (WEGMANN 1961, S. 151, Faunenliste S. 152, Fig. 20–23). WEGMANN (1961, S. 154) kam zum Schluss, dass ein Alter von spätem Paleozän bis frühem Eozän (Thanétien–Yprésien) möglich ist. Er hielt es aber auch für möglich, dass die paleozänen Formen aufgearbeitet und zusammengeschwemmt sein könnten. W. Leupold (in RUTSCH 1966) gibt Yprésien als Alter an.

Geissegg-Schichten: Die Geissegg-Schichten bilden mit einer Mächtigkeit von 100 m bis vielleicht 200 m nach dem Suren-Flysch (s. u.) die Hauptmasse des Supraquarzitischen Flyschs (Fig. 7). WEGMANN (1961) spricht aufgrund des plattigen

Fig. 10: A: Korngestütztes polymiktes Kristallinkonglomerat (bzw. Kristallinbrekzie) des Supraquarzitischen Flyschs (Sardona-Decke, Marcheggorn-Schuppe) bei der hinteren Sardonaalp am Chli Gletscherbach (ca. 1970 mü.M., Koord. bei 2739.910/1198.235). Die hellen, etwa faustgrossen Gerölle in der Mitte sind Granite und Gneise, rotbraun sind Dolomitgerölle. B: Gleiche Lokalität wie bei A. Bei den weissen Fragmenten handelt es sich um Granite und Gneise, die meist auffallend eckig sind; auch gut gerundete Fragmente oder zerbrochen erscheinende Gerölle kommen vor. Die hier dominierende Matrix besteht aus schwarzem schiefrigem, mehr oder weniger sandigem Tonstein. Fotos B. den Brok, 2015.

Habitus der Sandsteinbänke auch von Plattenkalksandstein. Die Typlokalität der Abfolge liegt bei der Geissegg oberhalb der Alp Falzüber (bei Koord. 2736.375/1198.325). Eine besser zugängliche Lokalität mit typischen Geissegg-Schichten gibt LIHOU (1996a, S. 742) als Typlokalität für ihren Supraquarzitischen Flysch am Chrazerispitz bei der Sardonaalp im Calfeisental an (2741.8/1199.8).

LEUPOLD (1942) und BISIG (1957) bezeichnen die Abfolge wegen der im Schiefer enthaltenen, so genannte Fukoiden (*Chondrites* isp.) als «Fukoidenschiefer». Da solche Fukoiden jedoch auch in den anderen Einheiten der Martinsmad-Formation auftreten, bevorzugt WEGMANN (1961) den Namen Geissegg-Schichten. Teile der Geissegg-Schichten wurden von LEUPOLD (1942) als «Obere Siderolitesplatten» kartiert und wegen den von ihm gefundenen Foraminiferen der Gattung *Siderolites* für spätkretazisch gehalten. WEGMANN (1961, S. 155) vermutet, dass es sich bei den von LEUPOLD (1942) in diesen Gesteinen gefundenen *Siderolites* um aufgearbeitete Formen handelt.

Bei den Geissegg-Schichten handelt sich um eine gut gebankte plattige Abfolge von typischerweise bis 50 cm, ausnahmsweise auch bis 2 m mächtigen Bänken aus gelblich-grau bis ockerfarbig anwitterndem hellgrauem Grobsandstein bis Sandkalk, gelegentlich auch Dolomitbrekzie, dunkelblaugrauem plattigem Kieselkalk, schiefrigen Sandkalk- und Kalkbänkchen (<1 cm) mit zwischengeschaltetem blaugrauem schiefrigem Tonstein und Mergel. Die gelblichen, regelmässig geschichteten sandigen Partien der Abfolge bilden Steilstufen, welche die Geissegg-Schichten manchmal bereits aus der Ferne erkennen lassen. Es handelt sich um gradierten turbiditischen Sandstein mit konvoluter Lamination und seltener mit Kreuz- und Rippelschichtung. Es treten auch Bänke mit einer stufenweisen Gradierung (stepwise grading) und mit einer plötzlichen Korngrößenabnahme oberhalb von Grobsand oder Kies auf. LIHOU (1996a, S. 745) hat die Paläoströmungsrichtungen der Turbidite analysiert, ohne dabei zu einem eindeutigen Resultat zu gelangen. An der Typlokalität am Plattenkopf (LIHOU 1996a), wo 60 m der Geissegg-Schichten aufgeschlossen sind, wird der Sandstein gegen oben gröber und die Bänke mächtiger.

Die Geissegg-Schichten sind über weite Strecken völlig fossilieer. Im schiefrigen Tonstein erkennt man Fukoiden (*Chondrites* isp.; Fig. 11) und Helminthoiden. In einzelnen Kalksandsteinbänken und im schiefrigen Mergel findet man sehr selten – neben typischen aufgearbeiteten Resten einer spätkretazischen Mikrofauna – eine planktonische Mikrofauna, die vor allem von dickwandigen eozänen Globigerinen sowie von *Globorotalia* cf. *G. spinulosa* CUSHMAN (Biozone P14, Bartonien) dominiert wird (LIHOU 1996b). In Brekzienlinsen finden sich unbestimmte Nummulitenfragmente sowie eozäne Assilinen des frühen und vielleicht mittleren Yprésiens (WEGMANN 1961, S. 159). LIHOU (1996a, Fig. 2) vermutete, dass es sich hier um aufgearbeitete Formen handelt und stellte die Einheit ins mittlere Eozän (Lutétien – Bartonien).



Fig. 11: *Chondrites* isp. (Fukoiden) im Sandstein des Supraquarzitischen Flyschs der Sardona-Decke oberhalb von Chrazierli (Nordwestwand des Älplichopfs bei Koord. 2739.270/1199.355, Marcheggorn-Schuppe). Bildbreite ist etwa 5 cm. Foto B. den Brok, 2016.

Suren-Flysch (F_{MS}): Die von LEUPOLD (1942) als «Oberster sandsteinreicher Flysch» bezeichnete Abfolge von sowohl feinkörnigen Sandsteinbänken mit kovoluter Lamination (Fig. 12A), Sohlmarken und Gradierung (Fig. 12B) als auch schwarzem schiefrigem Tonstein sowie hellgrauem schiefrigem Mergel wird hier neu als Suren-Flysch bezeichnet (Fig. 7). Das Aufschlussgebiet liegt in den Suren westlich unterhalb des Piz Sardona. Der Suren-Flysch wurde einzig im Sardona-gebiet von W. Leupold (Blatt Sardona 1:10 000, 1941–1945) kartiert. WEGMANN (1961) gibt dazu zwar eine Gesteinsbeschreibung, hat sie jedoch weder kartiert noch in seinen Profilen angegeben. LIHOU (1996a) erwähnt die Einheit erst gar nicht. Der Suren-Flysch ist nur im Sardona-Gletschergebiet zwischen Grossi Schiben und Piz Sax sowie in den Suren oberhalb des Geisseggs ab etwa 2400 m vorhanden und beschränkt sich damit auf die Orglen-Schuppen. Im Feld ist der Suren-Flysch fast nicht von den Mörderhorn-Schichten zu unterscheiden, ausser dass deutlich mehr schwarzer schiefriger Tonstein zwischen den Sandsteinbänken vorhanden ist und die Abfolge aus der Ferne dunkler erscheint. WEGMANN (1961)



betont seinen «wildflyschartigen Charakter». Auch fehlt die regelmässige Bankung der Geissegg-Schichten.

In einer grauen bis schwarzen schiefrigen Tonsteinmasse «schwimmen» dunkelbraun anwitternde grobdetritische Linsen, die in unterschiedliche Richtungen verdreht sind. Ihre lithologische Zusammensetzung ist praktisch identisch mit derjenigen der Mörderhorn-Schichten (WEGMANN 1961, S. 148ff.), einzig die Brekzienlagen sind mit Komponenten bis zu 15 cm deutlich gröber ausgebildet. Gegenüber den Mörderhorn-Schichten tritt im Geröllspektrum auch basisches Kristallin in Form von Diabas auf, das demjenigen im Sandstein der Elm-Formation ähnelt. Gelbgraue kantige Dolomittrümmer stechen hervor. Sie zeigen charakteristische, durch Verwitterung gebildete Hohlräume. An weiteren Kristallinkomponenten finden sich Granit, Gneis, Aplit, Muskovit- und Biotitgranit und -gneis, Quarzdiorit bis Diorit und Quarz. An sedimentären Komponenten finden sich blaugrauer Kalk, Calpionellenkalk, hellgraublauer oolithischer Kalk, Sandstein, Quarzit, «Ölquarzit» und schiefriger sandiger Mergel. Ferner treten schiefrige Tonsteinfetzen auf. Der Zement ist mit Tonstein vermischter Kalzit. Der grauschwarze schiefrige Tonstein kann ohne eingelagerte detritische Bänke stellenweise bis zu 30 m mächtig werden.

Anhand der in den Brekzienlagen gefundenen Nummuliten und Assilinen kann der Abfolge ein Alter von mittlerem bis spätem Yprésien, vielleicht sogar bis frühestem Lutétien zugewiesen werden (WEGMANN 1961, S. 163), nach LIHOU (1996b) eher Lutétien–Bartonien. Die Mächtigkeit der Abfolge beträgt mindestens etwa 200 m; gegen oben ist sie tektonisch begrenzt.

«Täli-Schiefer»

WEGMANN (1961, S. 163ff.) beschreibt einen hellen schiefrigen Mergel «von etwelcher Mächtigkeit», der seiner Beobachtungen nach «nicht systematisch» zwischen Sardona-Quarzit und Geissegg-Schichten vorkommt, als «Täli-Schiefer». Dieser eoäne Globigerinenschiefer bildet einen vielleicht bis 40 m mächtigen Abschnitt, der im Täli (unterhalb des Mörderhorns) und südwestwärts gegen Wasserberg und Mittelegg gut aufgeschlossen ist. In der Karte wurde er jedoch als verschuppter «Globotruncanenmergel» (Seewen-Formation, Späte Kreide) interpretiert und entsprechend kartiert, da sich dieser schiefrige Mergel im Feld vom «Globotruncanenmergel» nicht unterscheidet. Zur Mikrofauna schreibt WEGMANN (1961, S. 165), dass der «Täli-Schiefer» zwar reichlich pelagische Kleinforaminiferen enthält, diese allerdings anhand von Dünnschliffen kaum zuverlässig bestimmt werden konnten. Trotzdem stellt er fest, dass die Mikrofauna ähnlich zusammenge-

Fig. 12: Konvolute Lamination (A) und gradierte Schichtung (B) im normal liegenden Flyschsandstein des Suren-Flyschs (Sardona-Decke) am Chline Gletscher (bei Koord. 2738.905/1198.900) in der Unteren Orglen-Schuppe. Fotos B. den Brok, 2016.

setzt ist wie diejenige des «Obersten sandsteinreichen Flyschs» (Suren-Flysch) und dass der «Täli-Schiefer» demnach eozänen Alters sein sollte.

Leider ist unklar, woher genau WEGMANN (1961) seine Proben bezog. Er schreibt, dass der Täli-Schiefer überall im Supraquarzitischen Flysch als Horizont ohne stratigraphischen Leitwert auftritt. Im Suren-Flysch sind unterhalb des Sardonagletschergebiets tatsächlich ebenfalls helle foraminiferenreiche schiefrige Mergellagen zwischen den Sandsteinbänken aufgeschlossen, die WEGMANN (1961, S. 163 ff.) vermutlich auch zum «Täli-Schiefer» gerechnet hätte. Im Feld erinnern diesen hellen Globigerinenschiefervorkommen eher an den «Fleckenmergel» der eozänen Stad-Formation oder an den «Intermediären Flysch» (s. u.).

«Intermediärer Flysch»

Der «Intermediäre Flysch» (RÜEFLI 1959, S. 68 ff.) im oberen Weisstannental (s. S. 35) wurde im Kartengebiet nicht separat dargestellt, sondern zur Martinsmad-Formation der Sardona-Decke gerechnet. Die entsprechenden Gesteine sind im Feld kaum von den Geissegg-Schichten oder dem Suren-Flysch zu unterscheiden. Nach RÜEFLI (1959) handelt es sich um eine mehr als 30–50 m mächtige Abfolge, die sowohl vom untenliegenden «Fleckenmergel» der Stad-Formation der Blattengrat-Decke als auch von der darüberliegenden Sardona-Decke tektonisch begrenzt wird. Die tektonische Begrenzung ist aber nirgendwo zu sehen, lediglich die Grenze zur Blattengrat-Decke ist deutlich sichtbar. Dass es hier in der obersten Martinsmad-Formation schiefrigen Globigerinenmergel («Täli-Schiefer») zwischen den turbiditischen Kalksandsteinbänken gibt, könnte bedeuten, dass ein horizontaler oder vertikaler Übergang zum schiefrigen Mergel der gleichaltrigen Stad-Formation zuoberst in der Sardona-Decke existiert.

Bei dem Globigerinen führenden schiefrigen Mergel mitteleozänen Alters zwischen den Flyschsandsteinbänken, die RÜEFLI (1959) der Stad-Formation zuordnete, könnte es sich genauso gut um den gleichaltrigen «Täli-Schiefer» des Supraquarzitischen Flyschs von WEGMANN (1961) handeln. Das Alter, das von RÜEFLI (1959) für den «Intermediären Flysch» bestimmt wurde, stimmt auch mit demjenigen des Supraquarzitischen Flyschs überein, mit u. a. *Globorotalia* cf. *G. spinulosa* CUSHMAN der Biozone P14 des Bartonien (vgl. LIHOU 1996b).

In der Nähe der Typlokalität des «Intermediären Flyschs» auf der Alp Scheubs (Hundböden bei W. Leupold in RUTSCH 1966) liegen die Schichten deutlich überkippt (bei Koord. 2741.825/1203.142 auf etwa 1800 m ü. M.). Sie würden demnach sehr gut zur Interpretation als Teil der dort ebenfalls überkippt liegenden Martinsmad-Formation der Sardona-Decke passen.

SCHABELL-MELANGE

Das Schabell-Melange (vgl. HANTKE et al. 2019) ist ein tektonisches Melange direkt unterhalb des Lochsiten-Kalks und der Tschingelhörner-Schuppen. Es liegt diskordant über Nordhelvetischem Flysch, Blattengrat-Decke und Sardona-Decke und besteht aus zwei Teilen (Fig. 13, 14). Den unteren Teil bildet das *Nägelistock-Melange*, das es nur auf der Westseite des Sernftals und nördlich des Chrauchtals

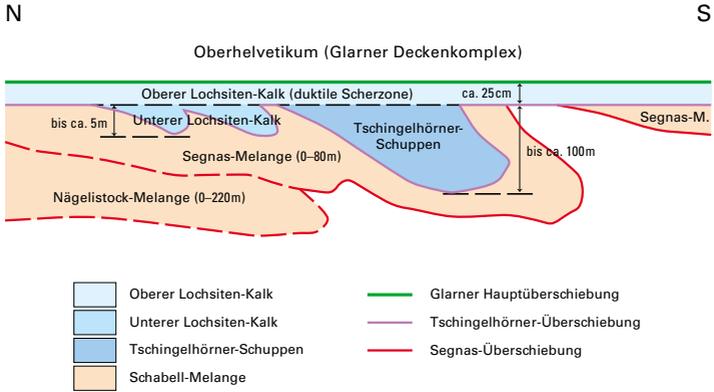


Fig. 13: Schematisches Profil durch die tektonischen Einheiten im unmittelbar Liegenden der Glarner Hauptüberschiebung. Nicht massstäblich.

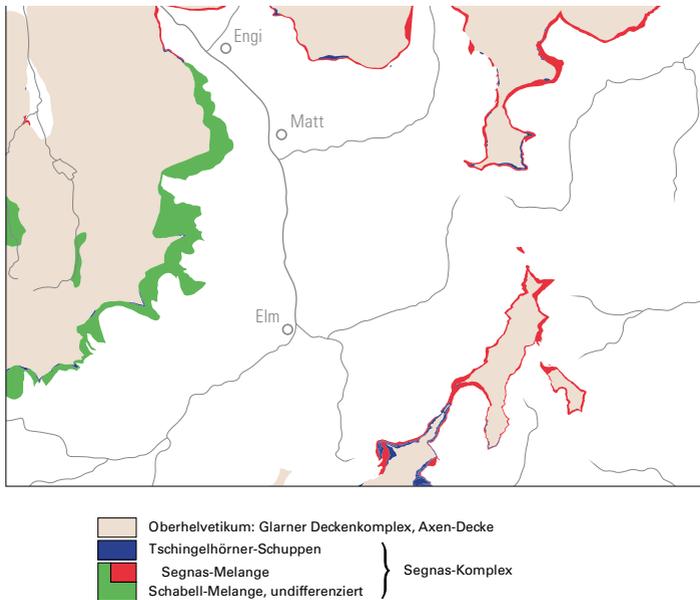


Fig. 14: Verbreitung des Schabell-Melanges im Kartengebiet. Es ist zu beachten, dass das Segnas- und Nägelistock-Melange im Westen nicht unterteilt werden können.

gibt. Der obere Teil, das *Segnas-Melange*, ist fast überall unter Lochsitzen-Kalk und Tschingelhörner-Schuppen vorhanden. Wo die beiden Teile übereinanderliegen, ist eine Abgrenzung praktisch unmöglich. Auf der Karte werden sie daher zusammengefasst als Schabell-Melange dargestellt. Während OBERHOLZER (1942) die beiden Teile zum «Wildflysch» rechnete, stellte BISIG (1957) den unteren Teil – das Nägelistock-Melange – teils zur Blattengrat-Decke und teils zur Sardona-Decke. Das Schabell-Melange hat insgesamt eine sehr variable Mächtigkeit und ist mit 300 m am Nägelistock am mächtigsten.

NÄGELISTOCK-MELANGE

Beim Nägelistock-Melange handelt es sich möglicherweise um einen stark deformierten und auseinandergezogenen Teil der Blattengrat-Decke, allerdings mit einer davon abweichenden Stratigraphie. Es ist beiderseits des Sernftals aufgeschlossen: Auf der westlichen Talseite vom Bischofer Chärpf im Südwesten bis Eggenberg bei Engi im Norden, auf der östlichen Talseite von der Vorder- und Hintereggalp südlich unterhalb des Fuggenstocks bis Teufus und Hübel östlich oberhalb von Engi unterhalb des Sonnenhorns. Das Nägelistock-Melange liegt überall auf der Riedboden-Schuppe des Blattengrat-Komplexes (s. Kap. Tektonik, S. 130).

Über das Sernftal hinweg nach Süden extrapoliert, liesse sich das Nägelistock-Melange vielleicht mit der «Unteren Schuppenzone» (WEGMANN 1961) unterhalb des Vorab-Komplexes verbinden, der wiederum mit dem Mättental-Melange (HANTKE et al. 2013, 2019) unter dem Clariden-Schuppenkomplex und der Griessstock-Decke zu verbinden wäre. Das Nägelistock-Melange erreicht am Nägelistock eine maximale Mächtigkeit von etwa 220 m.

SEGNAS-MELANGE

Der obere Teil des Schabell-Melanges wird als Segnas-Melange bezeichnet. Es entspricht im Segnasgebiet der «Oberen Schuppenzone der Sardona-Decke» von WEGMANN (1961). Das Segnas-Melange ist rund um Atlas, Piz Segnas, Piz Sardona und Trinserhorn / Piz Dolf gut zu erkennen. Weiter nördlich lässt es sich bis unter den Foostock, an der Westseite bis etwa an die Walenbützer Furggle und an der Ostseite bis unter den Augstschamm verfolgen. Von da an werden die Aufschlüsse spärlich. Im Weisstannental, im Chrauchtal unter dem Fuggenstock und Sonnenhorn sowie gegen das Mühlebachtal bei Engi lässt sich mangels guter Aufschlüsse nur vermuten, dass das tektonische Melange hier unterhalb der Hauptüberschiebung vorliegt. Südwestlich von Engi ist es noch klar vorhanden und wurde als dünnes Band über Nordhelvetischem Flysch und unter der Hauptüberschiebung von OBERHOLZER (1942) als «Wildflysch» kartiert. Weiter südwärts, an der Westseite

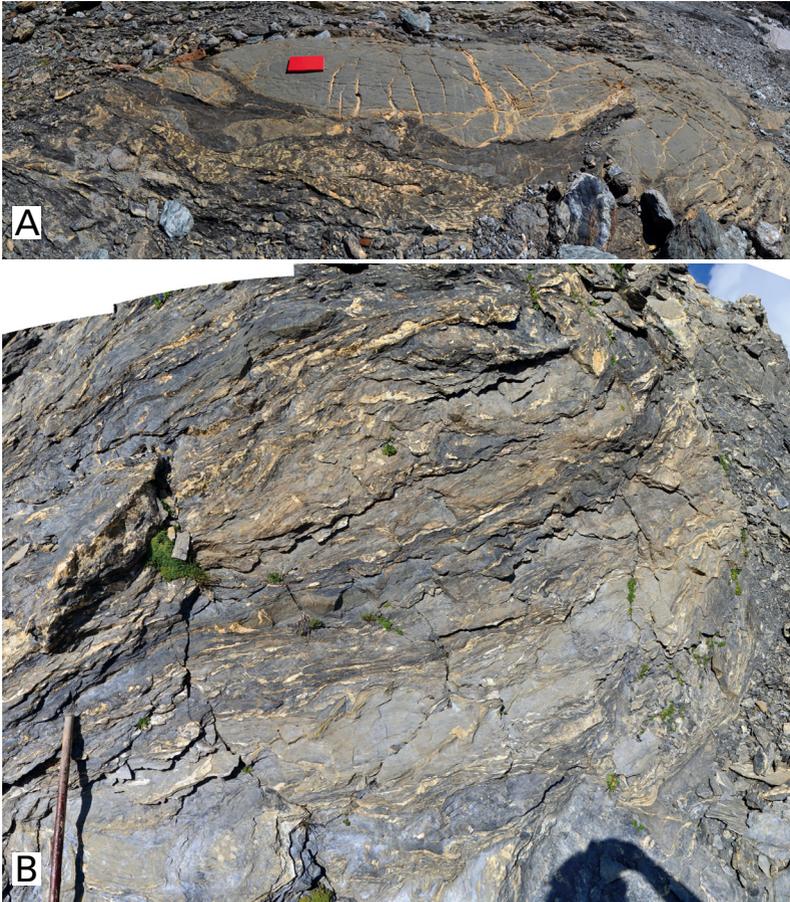


Fig. 15: A: Bis zu 10 m mächtiges Segnas-Melange östlich des Segnespases. Kataklastisch deformierter bzw. brekzierter heller mergeliger Kalk der Seewen- oder Stad-Formation mit bis 2 cm mächtigen verfalteten gelblichen Kalzitadern und Fragmenten aus braunem kalkigem Sandstein («Grünsand») mit gelegentlich völlig kalzitisierten grossen Nummuliten der Bürgen- oder Martinsmad-Formation); daneben mit vielen unregelmässig verbreiteten gelblichen Kalzitadern(?) und anderen Gesteinsfragmenten in einer schwarzen Tonsteinmatrix (ebenfalls Bürgen- oder Martinsmad-Formation). Das Melange wurde nachträglich verschiefert. B: Typisches Segnas-Melange am Chline Gletscher, bestehend aus Linsen von hellem Mergel mit Foraminiferen (wahrscheinlich Stad-Formation, evtl. auch «Globotruncanenmergel» der Sardona-Decke) und bräunlichen kalkigen Sandsteinlinsen (Flyschsandsteine der Martinsmad-Formation und «Grünsand» der Bürgen- oder Martinsmad-Formation) in einer schwarzen Tonsteinmatrix.

Foto etwa parallel zur Schieferung, Bildbreite ist ca. 1,5 m. Foto B. den Brok, 2020.

des Sernftals, fällt es entlang der Hauptüberschiebung sehr schwer, das Segnas-Melange von der Nägelistock-Schuppe zu unterscheiden.

Das Segnas-Melange besteht als tektonisches Melange vor allem aus Gesteinen der Sardona-Decke, wahrscheinlich auch der Blattengrat-Decke und des Nordhelvetischen Flyschs. An einem Ort wurde ein Boudin eines mesozoischen Kalks darin gefunden, wahrscheinlich Schrattenkalk. Das Segnas-Melange ist nördlich des Segnaspasses mit 80 m am mächtigsten ausgebildet.

Folgende Gesteineinheiten des *Schabell-Melanges* wurden im Kartengebiet kartiert:

f_w «Wildflysch» i. Allg.

Die Hauptmasse des tektonischen Melanges, die Matrix, wird in Analogie zu HANTKE et al. (2019, S. 67) als «Wildflysch» bezeichnet. Dabei muss betont werden, dass es sich hier keinesfalls um eine Flyschablagerung handelt. Zwar kommen untergeordnet Boudins von echten Flyschablagerungen im Melange vor; diese sind jedoch erst lange nach der Ablagerung, während der Hauptüberschiebungsphase des Glarner Deckenkomplexes, tektonisch ins Melange geraten.

Beim typischen «Wildflysch» handelt es sich meist um eine tektonische Durchmischung von Linsen bzw. Boudins im Zentimeter- bis Hektometermassstab von hellgrauem schiefrigem Mergel (oft mit Foraminiferenpünktchen), wahrscheinlich «Globotruncanenmergel» (Seewen-Formation) der Sardona-Decke oder «Fleckenmergel» (Stad-Formation) der Blattengrat-Decke, und schwarzem schiefrigem Tonstein wahrscheinlich der Martinsmad-Formation der Sardona-Decke (Fig. 14). Charakteristisch sind zudem die vielen, oft mehrfach verfalteten und boudinierten gelblichen Adern, die auf einen tektonischen Ursprung des Melanges hinweisen. Der schwarze schiefrige Tonstein überwiegt und gibt dem «Wildflysch» vor allem in den obersten 10–20 m (Segnas-Melange) unterhalb der Hauptüberschiebung eine schwärzliche Farbe (gemäss STYGER 1961, S. 126: «äusserst stark tektonisierte, schwärzliche Kontaktschieferzone unmittelbar unter der Glarner Hauptüberschiebung, d. h. unter dem Lochseitenkalk» am Scheidstöckli). In dieser schiefrigen Mergel- und Tonsteindurchmischung gibt es untergeordnet mehr oder weniger zahlreiche Linsen bzw. Boudins von braunen (Flysch-) Sandsteinbänken, glaukonitischem Sandstein (meist steril, aber auch solche mit grossen Nummuliten oder Assilinen wie in der Euthal- und Bürgen-Formation), Nummulitenkalk, Sardona-Quarzit und «Ölquarzit». Im Glimmersandkalk am Schabell fand BISIG (1957) kleine Assilinen, Nummuliten, *Discocyclina* cf. *seunessi*, Opercularien, Rotalien, Textularien, Cristellarien und Trilocularien, womit er zum Supraquarzitischen Flysch der Martinsmad-Formation gerechnet werden kann. Manche Flyschsandstein-Boudins im Melange oberhalb des Tierbodenhorns gehören nach STYGER (1961) und SIEGENTHALER (1974) zur Taveyannaz-Formation der Chüelad-Schuppe. Möglicherweise könnte man sogar die gesam-

te Taveyannaz-Formation der Chüebodenschuppe als Teil des Schabell-Melanges sehen.

Bei den Gesteinen des *Nägelistock-Melanges* handelt es sich um eine intensiv boudinierte, gefaltete, auch quer gefaltete und dazu oft schlecht aufgeschlossene Abfolge von dunkelgrauem bis schwarzem schiefrigem Tonstein mit einer oder zwei etwa 10–25 m mächtigen Nummulitenkalkbänken (Euthal- und Bürgen-Formation) sowie dazwischen und darüber Flyschsedimenten der Martinsmad-Formation (schwarzer schiefriger Tonstein, «Ölquarzit», Sardona-Quarzit, Sandstein). Aufgrund der intensiven Deformation sind jedoch nur die mächtigeren Nummulitenkalk- und Sardonaquarzit-Boudins auf der Karte eingetragen. Es ist ferner unklar, ob die Abfolge eine primär stratigraphische ist oder ob zwischen den Einheiten noch bedeutendere Überschiebungen vorhanden sind.

Im Vergleich mit der typischen stratigraphischen Abfolge der Blattengrat-Decke (von unten nach oben: Amden-Formation, Wang-Formation, Nummulitenkalkbank der Euthal-/Bürgen-Formation, «Fleckenmergel» der Stad-Formation) fällt auf, dass hier nahezu kein «Fleckenmergel», auf den Nummulitenkalk-Boudins liegt, sondern meist sofort schwarzer schiefriger Tonstein, Quarzitbänkchen und Sandstein der Martinsmad-Formation folgt. Lediglich am Schabell-Ostgrat gibt es einen kleinen Aufschluss mit «Fleckenmergel» der Stad-Formation auf etwa 2000 mü.M. BISIG (1957, S. 140f.) erwähnt zudem einen kleinen Aufschluss auf dem Nummulitenkalk-Boudin beim Chüebodenseeli. Unter den Nummulitenkalk-Boudins liegen in der Regel ein paar Meter schwarzer schiefriger Tonstein über bis 100 m «Fleckenmergel» der Stad-Formation der Riedboden-Schuppe der Blattengrat-Decke. Nur ausnahmsweise tritt unter dem schwarzen schiefrigen Tonstein hellgrauer schiefriger Mergel auf, z.B. am oberen Chüeboden und am Bunigel nördlich unterhalb des Schabell. Dieser Mergel wurde in der Karte zur Stad-Formation der Blattengrat-Decke (Riedboden-Schuppe) gerechnet. Allerdings hat BISIG (1957, S. 139ff.) darin eine Mikrofauna der Späten Kreide gefunden (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., *Globigerina cretacea* und Fragmente arenazischer Formen), die er der Amden-Formation zuordnet. Möglicherweise handelt es sich hier daher um eine grössere Linse von schiefrigem Mergel der Amden-Formation in der Riedboden-Schuppe, die vielleicht eher zur Nägelistock-Schuppe des Schabell-Melanges gerechnet werden sollte. Die Grenze zwischen diesem grauen schiefrigen Mergel und dem grauen «Fleckenmergel» der Riedboden-Schuppe ist jedoch nur sehr schwer zu ziehen.

Das Alter der verschiedenen Komponenten in der Matrix des Schabell-Melanges reicht von der Späten Kreide (Turonien–Santonien, Seewen-Formation mit «Globotruncanenkalk und -mergel»; Coniacien–Campanien, Amden-Formation) bis ins Oligozän (frühestes Rupélien der Taveyannaz-Formation). Der grösste Teil besitzt jedoch ein eozänes Alter: «Schwarzer Schiefer», Flyschsandstein, «Ölquarzit», Sardona-Quarzit sowie Nummuliten führender Kalk und Sandstein der Sardona- und der Blattengrat-Decke. Das Melange selbst ist tektonisch im späten Oligozän oder im frühen oder mittleren Miozän entstanden.

Manche Boudins im Schabell-Melange sind so ausgedehnt, dass sie auf der Karte dargestellt werden konnten. Es handelt sich dabei um Boudins von Gesteinen der folgenden Einheiten:

c₄₋₅ *Heller Kalk (vermutlich Schrattenkalk-Formation,
Barrémien – Aptien)*

Wenige Meter unterhalb der Hauptüberschiebung westlich des Schafgrindspitz und deutlich vom Lochsiten-Kalk unterhalb der Überschiebung durch dunkelgrauen «Wildflysch» getrennt, liegt ein ca. 10 m langer und 2 m mächtiger Boudin von hellgrauem mikritischem Kalk (bei Koord. 2729.415/1200.280). Der Kalk entstammt vermutlich der Schrattenkalk-Formation, vielleicht auch der Öhrli-Formation. Es ist der einzige Ort, an dem ein Boudin mit mesozoischem Kalk im Schabell-Melange angetroffen wurde. Der Boudin liegt unterhalb einer Lochsitenkalk-Schuppe, die aus ähnlich hellgrauem dichtem Kalk besteht. Intern wirkt der Boudin ungestört und erweckt den Eindruck, dass es sich dabei um einen kleinen Olistolith handeln könnte. Eine Verbindung zur darüberliegenden Lochsitenkalk-Schuppe ist dagegen praktisch auszuschliessen.

c₉₋₁₁ *Seewen-Formation («Globotruncanenmergel», Turonien – Santonien)*

Ein mehrere hundert Meter langer Boudin von «Globotruncanenmergel» im Schabell-Melange (Segnas-Melange) zieht sich, auch aus der Ferne deutlich sichtbar, nördlich des Segnespasses unterhalb von Pkt. 2742 m entlang der Nordwestseite des Südwestgrats des Piz Segnas. Der Boudin ist von der Hauptüberschiebung durch ca. 10 m dunkelgrauen «Wildflysch» klar getrennt. Entsprechend handelt es sich nicht um eine der Tschingelhörner-Schuppen. Der hellgrau anwitternde schiefrige Mergel mit unregelmässigen kalkigen Partien enthält viele Foraminiferen, sowohl im Kalk als auch im Mergel. Wegen des Kalkgehalts und der Position weit im Süden über der Sardona-Decke ist auszuschliessen, dass es sich hier um «Fleckenmergel» der Stad-Formation handelt.

F_{MQ} *Sardona-Quarzit (Paleozän)*

Hellgraue bis weissliche Boudins aus quarzitischem Sandstein wurden als Sardona-Quarzit kartiert. In grösseren Boudins sind einzelne Bänke zu erkennen. Da sich diese Gesteine in nichts vom Sardona-Quarzit der Sardona-Decke unterscheiden, wird auf die dortige Beschreibung verwiesen (s. S. 57f.).

e₃₋₄ *Euthal-Formation, Bürgen-Formation (Eozän)*

Boudins von rötlich-dunkelgrau oder dunkelrotbraun anwitterndem, blaugrauem hartem Nummulitenkalk (v.a. «Kaufmanni-Kalk») mit vielen kleinen Nummuliten finden sich im Nägelistock-Melange auf der Westseite des Sernftals vom Bischofer Chärpf bis zum Schwarzchopf nördlich der Panoramahütte auf dem Riedboden sowie auf der Nordseite des Chrauchtals vom Chegelboden bis zur Ruostelrus auf der Vorderegg- und Hinteregg-Alp.

Der etwa 25 m mächtige Nummulitenkalk-Boudin am Chüebodenseeli wurde von OBERHOLZER (1933, S. 443f.) und BISIG (1957, S. 140) detailliert beschrieben. Es handelt sich um einen braun bis rotgelb anwitternden, grösstenteils dunkelgrauen organogenen Kalk mit stellenweise viel Glaukonit und hauptsächlich kleinen Nummuliten (OBERHOLZER 1933). BISIG (1957) bemerkte das Fehlen von «Grünsand» und den mergeligen Partien des «Murchisoni-Horizonts» und des «Granulosa-Kalks» an der Basis. Der Rest des Boudins besteht fast gänzlich aus dichtem glaukonitischem und grünlichem Kalk; nur zuoberst liegen etwa 2 m steriler glaukonitischer Sandstein. BISIG (1957) fand überall in der Bank kleine Nummuliten und Discocyclinen: *Nummulites murchisoni* in den unteren 6 m, *N. kaufmanni* in den folgenden 12 m, *N. gallensis* in der oberen Hälfte und *Assilina spira* in den oberen 8 m. Lithothamnien, die im Nummulitenkalk von Bad Ragaz zahlreich auftreten, erwähnt BISIG (1957) nicht. Der sterile glaukonitische Sandstein zuoberst liegt auf sterilem hartem brekziösem Glaukonitkalk. «Fleckenmergel» mit grossen Globigerinen, der dem Kalk der Seewen-Formation ähnelt, liegt darüber.

BISIG (1957) ordnete den Nummulitenkalk der Euthal-Formation der Blatengrat-Decke zu. Aufgrund des Vorhandenseins der «Steinbach-Fossilschicht» (nach BISIG 1957, Taf. 1) muss der oberste Teil zumindest stellenweise auch der Bürgen-Formation zugerechnet werden (vgl. MENKVELD-GFELLER et al. 2016).

Direkt auf den Nummulitenkalk-Boudins liegt meist kein «Fleckenmergel» der Stad-Formation, sondern schwarzer schiefriger Tonstein mit dünnen Sandsteinbänkchen, Sardona-Quarzit, «Ölquarzit»-Bänkchen und supraquarzitischer Glimmersandkalk der Martinsmad-Formation der Sardona-Decke (auf der Karte nicht dargestellt). BISIG (1957) fand im Glimmersandkalk kleine Assilinen, Nummuliten, *Discocyclina* cf. *seunesi*, Operculinen, Rotalien, Textularien, Cristellarien und Triloculinen. Diese Gesteine sind bis hinauf zur Hauptüberschiebung sehr stark boudiniert und unregelmässig verfalltet. Die obersten ca. 10–20 m unterhalb der Hauptüberschiebung sind dann wieder typischer «Wildflysch» des Segnas-Melanges, auch wenn hier keine klare Grenze festgestellt werden kann.

TSCHINGELHÖRNER-SCHUPPEN

Bei den Tschingelhörner-Schuppen handelt es sich um verschiedene Schuppen von unterschiedlichen Kreidekalken und ab und zu der paläogenen Bürgen-Formation. Sie wurden als Reste frontaler Partien des Glarner Deckenkomplexes während der Vorwärtsbewegung von der Hauptdecke abgeschnitten (Fig. 14), blieben hängen, wurden von ihr überholt und sind nun unter der Hauptüberschiebung und über dem Schabell-Melange zu liegen gekommen. TRÜMPY (1969) nannte sie subhelvetische Schuppen, PFIFFNER (1978, 2011) und LIHOU (1996a) sprechen von allochthonen infrahelvetischen Schuppen. Die grössten Schuppen liegen unter den Tschingelhörnern (ca. 300–500 m lang, 100–300 m breit und bis etwa 80 m mächtig; vgl. Taf. III, 1, 2), beiderseits des Ofen (mit einer Ausdehnung von ca. 1 km² und bis 100 m mächtig) und am Foostock (ca. 500 m lang, 500 m breit und 70 m mächtig).

Deutlich geringmächtigere Schuppen gibt es unter dem Atlas (bis etwa 10 m mächtig) und südwestlich des Grischsattels am Bündnerbergjoch. Unter dem Piz Se gnas, dem Piz Sardona, dem Grossi und Chli Schiben sowie dem Piz Dolf fehlen sie. Kleinere Schuppen unter der Hauptüberschiebung unter dem Chli und Gross Chärpf sowie im Norden des Kartengebiets, unter dem Sonnenhorn, dem Fuggenstock, den Risetenhörnern und dem Fülen, werden zum (unteren) Lochsiten-Kalk (s. u.) gerechnet, da sie ausnahmslos aus hellem, fast weissem Kalk bestehen, der vom Lochsiten-Kalk nicht unterschieden werden kann.

Grössere Schuppen lassen sich intern lithostratigraphisch gliedern und liegen teilweise in stratigraphischer Abfolge von Helvetischem Kieselkalk, Schrattenkalk-Formation, Garschella-Formation, Seewen-Formation, ?Amden-Formation und Bürgen-Formation (Kreide-Paläogen) vor. Die Schuppe unter dem Atlas ist auf der Karte undifferenziert dargestellt, obwohl hier neben der Schrattenkalk-Formation auch Garschella- und Seewen-Formation (c_{4-9t}) vorhanden sind. Sie sind jedoch im Kartenmassstab nicht darstellbar. Eine ausführlichere Beschreibung der Gesteine findet sich im Kapitel Tektonik (S. 151).

Kreide

c_{3t} **Helvetischer Kieselkalk, Tierwis-Formation**

Der *Helvetische Kieselkalk* besteht im Gebiet der Tschingelhörner aus feinkörnigem, oft etwas gelblich anwitterndem Sandkalk und sandigem Echinodermenkalk. Auf angewitterten Oberflächen sind die Sandkörner meist deutlich zu erkennen. Die *Tierwis-Formation* tritt als sandiger Kalk mit Austern sowie bräunlichem feinsandigem Kalk auf. Beide Einheiten sind in der Ofen-Schuppe deutlich geschichtet, während in den spitzen Falten des Helvetischen Kieselkalks der Martinsloch-Schuppe unter den Tschingelhörnern beim Martinsloch keine Schichtung zu erkennen ist. Gute Aufschlüsse am Fuss der Ostwand der Martinsloch-Schuppe sind leicht zugänglich, wurden allerdings nicht in der Karte eingetrag. Die Mächtigkeit beträgt nicht mehr als 10–20 m.

c_{4-9t} **Schrattenkalk-Formation bis Seewen-Formation**

Aus Darstellungsgründen zusammengefasste Einheiten aus Schrattenkalk-Formation, Garschella-Formation und Seewen-Formation unterhalb des Atlas.

c_{4-5t} **Schrattenkalk-Formation**

Die Schrattenkalk-Formation ist charakterisiert durch einen hellgrauen, schwach sandigen biogenen Kalk. Unter den Tschingelhörnern und dem Ofen ist

der Kalk sehr bröckelig; eine Schichtung ist nicht zu erkennen. In der Ofen-Schuppe ist die Schrattenkalk-Formation 60 m bis vielleicht 100 m mächtig, in der Martinsloch-Schuppe etwa 60 m und in der Foostock-Schuppe 70 m.

An den Tschingelhörnern wurde der Kalk mit ALB. HEIM (1878) und OBERHOLZER (1933) in den meisten Publikationen für «Quintner Kalk» gehalten. R. Trümpy hielt ihn jedoch für Schrattenkalk (zit. in NANN 1980), wie auch SCHMID (1975) den Kalk der Foostock-Schuppe als Schrattenkalk einstuft. Dass es sich bei den Tschingelhörnern um Schrattenkalk handelt, folgt aus dem Kontakt des Kalks mit dem Helvetischen Kieselkalk in der Martinsloch-Schuppe in der Ofen-Schuppe sowie aus dem Kontakt zur Garschella-Formation in der Mannen-Schuppe, in der Ofen-Schuppe, in der Il-Vonn-Schuppe und in der Atlas-Schuppe, die in diesen Schuppen noch mit der Seewen-Formation verbunden ist. Ohne stratigraphischen Kontext lässt sich bei diesem Kalk aber kaum entscheiden, ob es sich um «Quintner Kalk» oder um Schrattenkalk handelt. Fossilien wurden hier darin nie gefunden.

Für ALB. HEIM (1878) und OBERHOLZER (1933, 1942) galten die Tschingelhörner-Schuppen gänzlich als Lochseiten-Kalk. ALB. HEIM (1878, S. 141) schreibt zwar: «Escher hatte alle Mühe aufgewandt, um im Lochseitenkalk Petrefacten zu finden und endlich wurde seine unsagliche Ausdauer belohnt. Am Panixerpass fand er in dem in Hochgebirgskalk erweiterten Lochseitenkalk einige Belemniten und mehrere, allerdings spezifisch unbestimmbare Reste von planulaten Ammoniten. Das best erhaltene Stück ist von *Am. Polyplocus* kaum zu unterscheiden.» Hier handelt es sich aber um die Quinten-Formation der Tschep-Schuppe am Ringgenkopf (ESCHER 1846). ALB. HEIM (1878) verallgemeinerte diesen Fund und hielt nun *jeden* Lochseiten-Kalk für einen deformierten Hochgebirgskalk («Quintner Kalk»), auch die Kalke der Tschingelhörner-Schuppen. Diese Schuppen stehen aber nicht in Verbindung mit dem «Quintner Kalk» der Tschep-Schuppe, sondern mit den auf die Tschep-Schuppe überschobenen Il-Vonn-Schuppe, Bündnerbergjoch-Schuppe und Fil-de-Cassons-Schuppe.

c_{6-8t} Garschella-Formation

Der dunkelbraun-grünliche bis schwärzliche feinkörnige glaukonitische Sandkalk und Sandstein der Garschella-Formation ist an den Tschingelhörnern und am Ofen deutlich zwischen den hellgrauen Kalken der Schrattenkalk- und der Seewen-Formation zu erkennen. Die angewitterten Flächen glänzen leicht, wenn das Gestein kalkfrei und ungeschiefert ist. Auch ist das Auftreten von orangen Flechten, die sich gegen das dunkle Gestein gut abheben, typisch. Die Garschella-Formation ist in der Ofen-Schuppe etwa 10 m mächtig und bildet ein durchgehendes Band in der Westwand bei Pkt. 2666 m im überkippten Schenkel der Falte. An der Ostseite der Mannen-Schuppe steht die Garschella-Formation fast vertikal, wodurch der Eindruck einer grossen Mächtigkeit entsteht. Hier fällt auch die schwarze Farbe des Schuttkegels auf. Die Aufschlüsse (Koord. 2735.757/1195.340 und südlich anschliessend) sind gut erreichbar. An der Westseite der Mannen-Schuppe, in der Il-Vonn-Schuppe und an der Ofen-Ostseite bis an den Grauberg sind zwei Boudins der Garschella-Formation übrig geblieben. Am Süden des Atlas (2737.119/1194.965) auf etwa 2630 m ü. M. ist die nicht separat kartierte Garschella-Formation der Atlas-Schuppe gut zugänglich.

c_{9t} **Seewen-Formation**

Bei der Seewen-Formation handelt es sich in den Tschingelhörner-Schuppen um einen gelblich-grauen feinplattigen mikritischen Kalk, in der Ofen-Schuppe auch um mergeligen schiefrigen Kalk. Im Vergleich zum Schrattenkalk fällt neben der deutlichen Bankung die etwas dunklere und gelblichere Farbe auf. Mancherorts ist der Kalk sehr hart und verkieselt und besitzt eine hohe Zahl an feinen welligen kieseligen Äderchen parallel zur Schichtung. In der Ofen-Schuppe ist die Seewen-Formation etwa 50 m mächtig, in der Il-Vonn-Schuppe lokal weniger als 10 m. Dort ist die Abfolge auf ein paar harte, blassgelbe mikritische Kalkbänke reduziert, die nur anhand der gelblicheren Farbe und des Kontakts zur Garschella-Formation als Seewen-Kalk zu erkennen sind.

Mitten in der nördlichen Martinsloch-Schuppe, am Martinsloch, ist matter dunkelgrauer monotoner schiefriger Mergel angeschnitten, der von Schrattenkalk umgeben ist. Es fehlen sedimentäre Strukturen und eine im Feld beobachtbare Mikrofauna. Es handelt sich hier wahrscheinlich eher um die *Amden-Formation* als um die *Stad-Formation*, da der dunkle schiefrige Mergel der Stad-Formation meist Foraminiferenpünktchen zeigt. Der Aufschluss liegt in einer vertikalen Felswand und konnte daher nicht auf der Karte eingetragen werden.

Paläogen

e_{4t} **Bürgen-Formation**

Die Bürgen-Formation ist nur südlich des Ofens an der überkippten Unterseite der Il-Vonn-Schuppe durch ein paar Meter eines Nummulitenkalks bzw. glaukonitischen Sandsteins, schiefrigen Mergels und Sandkalks mit grossen Nummuliten in schwarzem Schiefer in der Karte eingetragen. Sie liegt überkippt auf dem Schabell-Melange, dessen Begrenzung hier schwer festzustellen ist. An der Westseite des Ofens werden die Boudins der Bürgen-Formation in fast vergleichbarer Position zum Schabell-Melange gezählt, da sie dort vollständig von «Wildflesch» umgeben sind. Nicht separat kartierter Nummuliten führender glaukonitischer Sandstein der Bürgen-Formation der Atlas-Schuppe ist am Süden des Atlas auf 2630 mü.M. zugänglich (Koord. 2737.060/1194.935).

TEKTONITE

T_k **Kalktektonit**

Lochsiten-Kalk liegt überall direkt unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung (vgl. Taf. II, III), die hier als Grenze zwischen Verrucano und Lochsiten-Kalk aufgefasst wird (vgl. RING et al. 2001). Er ist deshalb aus der Ferne so gut

erkennbar, weil sie von einem dünnen hellgrauen Kalkband, dem Lochsiten-Kalk, der das Hangende vom dunkleren Liegenden trennt, markiert wird.

Beim Lochsiten-Kalk handelt es sich um einen feinkörnigen rekristallisierten dichten mikrosparitischen Kalk, der von den dichten hellgrauen mesozoischen Kalcken des Unterhelvetikums (v.a. der Quinten- und Schrattekalk-Formation) im Feld und unter dem Mikroskop nur anhand der internen Deformationsstrukturen zu unterscheiden ist (s. S. 153 ff.). Im Norden des Kartengebiets liegt ein Kalkmikrit, im Süden oft ein feinkörniger Marmor vor. Er hat eine hellgraue, im oberen Teil des Kalkbands (v.a. im südlichen Teil des Kartengebiets) eine blassgelbliche bis orange-gelbliche Farbe, ähnlich dem Dolomit. Der Marmor im Süden kann manchmal auch blassrosa gefärbt sein. Frisch ist der Lochsiten-Kalk meist blaugrau.

Im Lochsiten-Kalk lassen sich hier zwei tektonisch verschiedene Abschnitte unterscheiden, die im Folgenden als *Unterer* und *Oberer Lochsiten-Kalk* bezeichnet werden (Fig. 13, 14), auf der Karte jedoch nicht einzeln ausgeschieden werden können.

Unterer Lochsiten-Kalk

Der Untere Lochsiten-Kalk kann bis 5 m mächtig sein, aber auch ganz fehlen. Er hat dieselbe tektonische Position wie die Tschingelhörner-Schuppen (s. o.). Es sind Reste frontaler Partien des Glarner Deckenkomplexes, die verfaultet und dann von der Überschiebung abgeschnitten wurden, hängen geblieben sind und von der hangenden Decke überholt wurden. Dabei wurde die Oberseite duktil geschert und es entstand die Scherzone des Oberen Lochsiten-Kalks. Die hängen gebliebenen Schuppen des Unteren Lochsiten-Kalks sind lithologisch nicht vom Oberen Lochsiten-Kalk zu unterscheiden. Es könnte sich hier durchaus um Schrattekalk-Schuppen handeln. Die Unterseite des Unteren Lochsiten-Kalks ist stets verfaultet. Der Untere Lochsiten-Kalk zeigt eine Foliation, die in ihrer Orientierung mit dem darunterliegenden Schabell-Melange übereinstimmt. In südlicheren Gebieten ist zu sehen, wie die Foliation an der Oberseite oft über 1–2 dm durch die Überschiebung der hangenden Decke stetig eingedreht wurde und im Oberen Lochsiten-Kalk parallel zur Überschiebung liegt. In der Nähe der Grenze zwischen Oberem und Unterem Lochsiten-Kalk verläuft meist eine messerscharfe Überschiebung parallel zum Lochsiten-Kalk, das so genannte Septum (HSÜ 1969, SCHMID 1975). Durch Bewegung entlang des Septums sind Oberer oder Unterer Lochsiten-Kalk gelegentlich auch teilweise oder ganz abgeschnitten.

Oberer Lochsiten-Kalk

Beim Oberen Lochsiten-Kalk handelt es sich um eine meist weniger als 25 cm mächtige duktile Kalkscherzone (Kalkmylonit bzw. neutraler: Kalktektonit) an der Oberseite des Lochsiten-Kalks. Sie besteht aus geschertem Unterem Lochsiten-Kalk und verläuft parallel zur Glarner Hauptüberschiebung. Der Kalk zeigt eine

Foliation, die (in der Regel) vor allem am Kontakt zum Verrucano der überschobenen Decke parallel zur Überschiebung verläuft. Diese Foliation besteht aus einer unregelmässigen Wechsellagerung von parallelen, bis wenige Millimeter dünnen helleren und dunkleren Lagen. Manche der helleren Lagen bestehen aus gestreckten, teilweise boudinierten und rekristallisierten Adern. Bei den dünneren dunkleren Lagen handelt es sich um rekristallisierte Styrolithe. Die tektonischen Aspekte dieser Scherzone werden im Kapitel Tektonik (s. S. 153 ff.) näher beschrieben.

Der helle Lochsiten-Kalk besteht in der Regel zu 90–98% aus Kalk. Den kleinen Rest bestreiten Quarz, Albit, Dolomit, Muskovit oder Tonminerale, selten Chlorit (SCHMID 1975, BURKHARD et al. 1992) und Apatit (GIGER 2003). Quarz, Albit und Dolomit sind nicht detritisch, sondern syn- oder posttektonisch entstanden. Mehr solcher «Verunreinigungen» treten in den dunkleren Bändern auf. Muskovit bzw. Tonminerale und feinkorniger Quarz dominieren in den rekristallisierten Styrolithen (GIGER 2003). Albit und Quarz sind verantwortlich für die gelbliche und rötliche Farbe (SCHMID 1975, S. 265, COOPER & MCCAIG 1999).

Es stellt sich die Frage, ob der Lochsiten-Kalk als ein Sediment (Kalkmikrit; Schrattenkalk-Formation) oder als eine «Aderbildung» (ein durch wiederholte Abwechslung von spröder Deformation mit Bildung von feinen Kalzitadern und darauffolgender duktiler Deformation der gebildeten Risse und Adern durch kristallplastische oder andere duktile Deformationsmechanismen entstandener rekristallisierter und grösstenteils aus neu gewachsenem Kalzit bestehender Kataklasit) betrachtet werden sollte (BURKHARD et al. 1992). Fossilien, Relikte sedimentärer Strukturen oder Komponenten wie Ooide wurden im Lochsiten-Kalk nie gefunden (ROTHPLETZ 1883, OBERHOLZER 1933, SCHMID 1975). Im nördlichen Teil des Kartengebiets lässt sich beobachten, dass der Kalk aus zahlreichen Adern besteht und dass es viele Styrolithe gibt, die älter oder jünger als diese Adern sind. An der Lochsite suggeriert die Zusammensetzung der stabilen C-Isotope, dass der Kalk gänzlich eine «Aderbildung» darstellt (HÜRZELER & ABART 2008; vgl. ROTHPLETZ 1883, 1898). Im südlichen Teil des Kartengebiets ist zumindest makroskopisch nicht erkennbar, ob der Obere Lochsiten-Kalk reicher an Adern ist als der Untere. Es entsteht dort der Eindruck, dass der Obere Lochsiten-Kalk einfach aus duktil defomiertem Unterem Lochsiten-Kalk besteht und dass spröde Deformation – makroskopisch – hier unwichtig war.

Durchaus möglich wäre duktile Deformation durch mikroskopische Kataklastik im obersten Bereich des Oberen Lochsiten-Kalks (vgl. EBERT et al. 2007, Fig. 11a) oder eine zeitliche Abwechslung von mikroskopisch-kataklastischen mit kristallplastischen oder anderen duktilen Deformationsmechanismen. Die im Feld ab und zu *makroskopisch* sichtbare Kataklastik (z.B. BURKHARD et al. 1992) hängt allerdings mit der Bildung des Septums zusammen (s. S. 157, Kapitel Tektonik).

Lochsiten-Kalk tritt an verschiedenen Lokalitäten im gesamten Kartengebiet auf (Fig. 14). Gute, einfach erreichbare Aufschlüsse sind allerdings selten. Eine Ausnahme ist der Aufschluss an der Chärpfbrugg auf der Niderenalp nördlich des

Chärpf (bei Koord. 2726.715/1200.000). Weitere gute Aufschlüsse gibt es am Foo-stock, östlich des Gipfels oberhalb der Prägelhütte (2737.900/1202.515, Aufschluss 3 von HÜRZELER & ABART 2008) und südlich des Gipfels (2737.480/1202.000) sowie oberhalb der Wingelmess südwestlich des Gross Chärpf (2725.015/1197.090, Aufschluss 2 von HÜRZELER & ABART 2008). Weitere Aufschlüsse finden sich am Risenhorn (2737.250/1204.350, Lokalität 3 von EBERT et al. 2007) und in der Piz-Segnas-Westwand (2737.100/1196.100 und 2737.000/1195.600, Lokalität 4 von EBERT et al. 2007). Schwieriger erreichbar sind Aufschlüsse in der Piz-Segnas-Ostwand (2737.4/1196.200, Segnes-Probe BURKHARD et al. 1992) und am Piz-Dolf-Südgrat (2738.900/1195.500, Piz-Dolf-Probe BURKHARD et al. 1992).

OBERHOLZER (1933, 1942) rechnete aus kartiertechnischen Gründen alle Kalke zwischen Verrucano und Flysch unter der Glarner Hauptüberschiebung zum Lochsiten-Kalk. Dementsprechend sind auf seiner Karte auch die Schuppen an den Tschingelhörnern und am Ofen als Lochsiten-Kalk eingetragen. OBERHOLZER (1933, S. 192) betrachtete den Lochsiten-Kalk als «ausgewalzten verkehrten Mittelschenkel», der hauptsächlich, aber nicht ausschliesslich, aus Kalk der Quinten-Formation besteht. So kartierte er die Ofen-Schuppe und alle Aufschlüsse unterhalb der Tschingelhörner als Lochsiten-Kalk, obwohl er wusste, dass diese Gesteine verschiedenen Formationen angehören. Er schreibt diesbezüglich, dass «unter dem mittleren und westlichen Teil der Tschingelhörner [...] die hohe Lochseitenkalkmauer an der Südwand der Bergkette aus typischem Seewerkalk [besteht], der mit seiner bräunlichgelben Verwitterungsfarbe sich deutlich von dem hellgrauen Lochseitenkalkmalm abhebt». In der Literatur werden die Kalke der Tschingelhörner-Schuppen aber fast nie zum Lochsiten-Kalk gerechnet.

OBERHELVETIKUM

Im Oberhelvetikum sind die klassischen helvetischen Decken zusammengefasst. Im Kartengebiet treten der Glarner Deckenkomplex und die Axen-Decke auf. Der Glarner Deckenkomplex beinhaltet im Gebiet von Atlasblatt Elm vor allem Gesteine der Verrucano-Gruppe und untergeordnet auch Anteile der Trias und des Frühen Juras. Am westlichen Kartengebietsrand sind Gesteine des Frühen und Mittleren Juras als Teile der Axen-Decke aufgeschlossen (Fig. 16).

GLARNER DECKENKOMPLEX

Perm

Verrucano-Gruppe

Der Begriff Sernifit, nach dem Fluss Sernf im Kartengebiet, wurde von HEER (1865) für die grobklastischen Gesteine des Verrucano eingeführt und galt lange als lokales Äquivalent zum Überbegriff Verrucano. OBERHOLZER (1933) gibt eine ausführliche Beschreibung der verschiedenen Verrucanogesteine. Die Sedimente der

Verrucano-Gruppe im Gebiet von Blatt Elm wurden von verschiedenen Bearbeitern in den 1950–1970er-Jahren detailliert untersucht: Vorab-Piz-Segnas-Gruppe im Süden und Südosten (WYSSLING 1950), Kärfpgebiet im Nordosten (SCHIELLY 1964), Gandstock-Charenstock-Blistock-Kette (NIO 1972). In jüngerer Zeit erfolgte die Aufnahme des Sonnenhorn-Fuggenstock-Gebiets am nördlichen Kartengebietsrand (KUNZ 2014).

Ein Charakteristikum des Verrucano im Kärfpgebiet ist die im Vergleich zu den benachbarten Gebieten grosse Verbreitung vulkanischer Laven und Tuffite (OBERHOLZER 1933, AMSTUTZ 1954, SCHIELLY 1964). LETSCH et al. (2015) datierten Zirkone aus Rhyolithen zweier vulkanischer Phasen und konnten U-Pb-Alter von ca. 285 Ma und 268 Ma (Frühes und Mittleres Perm) belegen. Die ältere Probe entstammt der Mären-Formation, die jüngere der Schönbühl-Formation, die nordöstlich des Kartengebiets das Hangende der Fulen-Formation bildet und von NIO (1972) als beckeninternes Äquivalent der Kärfp-Formation betrachtet wird.

Das lithostratigraphische Konzept für die Verrucano-Gruppe basiert weitgehend auf T. Ibele (ausführlich dargelegt in LÖPFE et al. 2018a, b; HANTKE et al. 2019) und wurde anhand der Grundlagen von FISCH (1961), HUBER (1964) und RYF (1965) für die nordöstlich angrenzenden Gebiete entwickelt.

p₁ Basaler Tektonit («Plagioklasgneis»)

Stark geschieferte Abfolge der basalen Verrucano-Einheiten im unmittelbar Hangenden der Glarner Hauptüberschiebung. Der Begriff «Plagioklasgneis» (BLUMENTHAL 1911) charakterisiert eine tektonische Fazies («gneisartige Erscheinung») in der Verrucano-Gruppe, direkt über der basalen Überschiebungsfläche der helvetischen Decken. WYSSLING (1950) beschreibt den «Plagioklasgneis» als massiges wandbildendes, unregelmässig grob gebanktes dünnchiefriges lauchgrünes Gestein mit gröberen Komponenten von Quarz, porphyrischem Rhyolith, Feldspat (v.a. Plagioklas) und aplitischem Granit. In der dadurch entstandenen linsenförmigen Textur erkennt WYSSLING (1950, S. 69) wie BLUMENTHAL (1911) eine sedimentäre Entstehung. Der «Plagioklasgneis» geht gegen oben in fein gefalteten grünen Serizitschiefer über. Die Vorkommen im Kartengebiet liegen nach BLUMENTHAL (1911) in den Gipfelbereichen des Atlas, Piz Segnas und Piz Sardona. Die grösste Mächtigkeit wird am Piz Segnas mit ca. 80–100 m erreicht.

p₀ Üblital-Formation

Bei den Gesteinen der Üblital-Formation («Üblital-Sernifite» FISCH 1961, NIO 1972; «Sernifite inférieure» HUBER 1964) handelt es sich in erster Linie um grobdetritische Ablagerungen («Sernifite»), die praktisch karbonatfrei sind (NIO 1972). Die massigen bis grobgebankten Brekzienlagen mit Korngrössen von 2–5 cm (im Mittel 2–3 cm) haben eine meist violette, selten grünliche sandige oder siltig-toni-

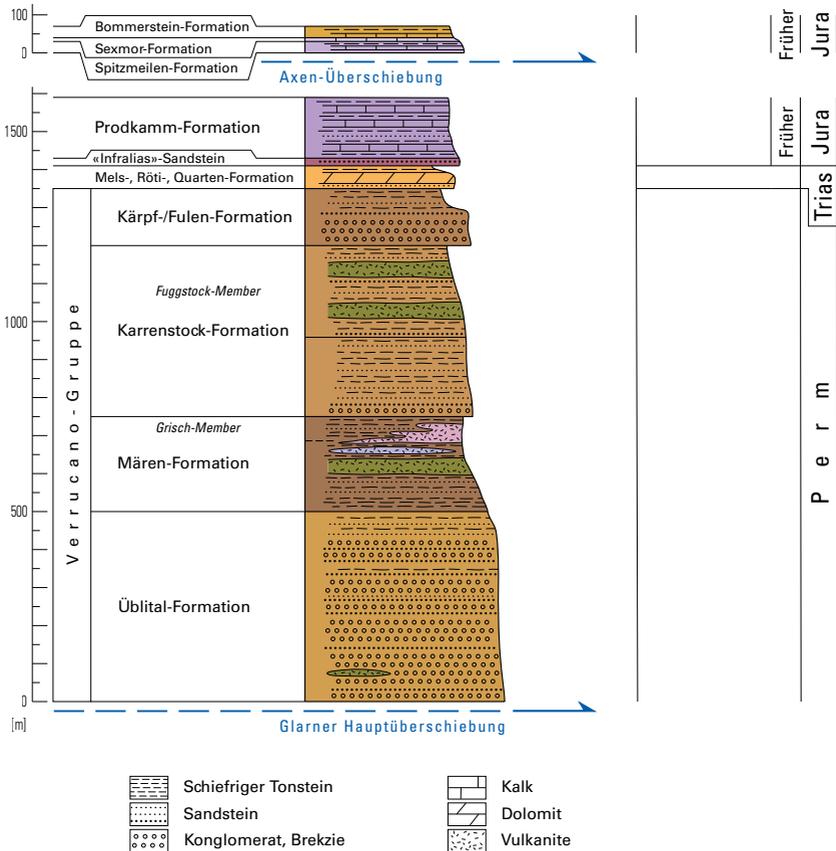


Fig. 16: Schematisches lithostratigraphisches Übersichtsprofil der tektonischen Einheiten des Oberhelvetikums im Kartengebiet: Glarner Deckenkomplex (unten) und Axen-Decke (oben).

ge Matrix. Die eckigen und häufig ausgezogenen Komponenten (vgl. Auflistung in Fig. 17) sind häufig matrixgestützt. Sandsteinbänke treten nur untergeordnet auf, geschieferte Tonsteinlagen sind meist linsenförmig. Die Formationsfarbe ist dunkelbraun-rötlich-dunkelviolett. Die Üblital-Formation tritt vor allem im Norden und Westen des Gebiets auf, wo sie mit >500 m ihre grösste Mächtigkeit erreicht (Fig. 16). Die Mächtigkeit nimmt in südliche und östliche Richtung ab (Nio 1972),

| | 2726.750/1203.375 | 2726.750/1202.625 | Gebiet Schönau | Chärpfgebiet | Gandstock, Charenstock (kumulativ) |
|---|-----------------------|-----------------------|--------------------------------|----------------------------|---------------------------------------|
| | Bl. Elm Nio (1972) | Bl. Elm Nio (1972) | Bl. Linthal SCHELLEY (1964) | Bl. Elm SCHELLEY (1964) | Bl. Elm Nio (1972) |
| | Üblital-Formation | | Kärpf-Formation | | |
| Rhyolith | 9 | 14 | 17 | 17 | 15 |
| Granit | 9 | 10 | 11 | 6 | 12 |
| Verrucano | 0 | 0 | 23 | 30 | 26 |
| Basische Gerölle | 14 | 31 | | 30 | 24 |
| Kieselige Gerölle (Quarz, Quarzit) | 35 | 22 | 15 | 4 | 8 |
| vulkanogener und detritischer Tonstein | 31 | 22 | 9 | 7 | 5 |
| Feldspat | 0 | 0 | 5 | 6 | 5 |
| Sonstige | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| Summe | 100 | 100 | 100 | 100 | 95 |

Fig. 17: Geröllanalysen aus der Üblital-Formation und Kärpf-Formation der Verrucano-Gruppe im Gebiet von Kartenblatt Elm und Linthal. Die Geröllspektren lassen unterschiedliche Einzugsgebiete erkennen, deren Schüttungen aus Nordwesten (Üblital-Formation) und aus Süden (Kärpf-Formation) erfolgten (z.B. Nio 1972).

wobei im Fuggenstockgebiet am Blattnordrand noch wenige Dekameter vorhanden sind (KUNZ 2014), die gegen das Chrauchtal auskeilen.

Der Korngrössentrend zeigt in der Üblital-Formation eine Abnahme gegen Süden und gegen oben, und die Schüttungsrichtung wird von Nordwesten (ehemaliger Beckenrand) gegen Südosten (Beckenzentrum) interpretiert (Nio 1972). Die eckigen bis schlecht gerundeten Komponenten sind mit Ausnahme der Quarzitgerölle meist tektonisch abgeplattet, im Geröllspektrum (Fig. 17) dominieren Quarz/Quarzit (22–35%), Schiefer (22–31%), Vulkanite (23–45%) und Granit (9–10%); Gerölle aus der Verrucano-Gruppe treten nicht in Erscheinung. Beobachtete Sedimentstrukturen sind grobe Bankung, bei höherem Anteil an feinkörnigen Sedimenten (matrixgestützt) normal und invers gradierte Schichtung (dm-mächtig), linsenförmige Partien von Feinklastika in der Brekzie, gelegentlich Rinnenstrukturen und Imbrikation. Daraus leitet FISCH (1961) eine Ablagerung in erster Linie durch Schichtflut-Prozesse, teilweise auch durch Schlammströme ab. Nach LETSCH et al. (2015) wurde die Formation in alluvialen Schuttfächern gebildet, in die selten vulkanische Tuffe gelangten.

β_U *Basischer Vulkanit*

Unterhalb der Alp Matzlen (bei Koord. 2725.480/1200.690) beschreiben OBERHOLZER (1933) und AMSTUTZ (1954, S. 65f.) das Vorkommen eines ca. 20–30 m mächtigen basischen Vulkanits, der hauptsächlich (bis 90%) aus Albit besteht. Es handelt sich um einen melaphyrischen Basalt (Hämatitsplit nach AMSTUTZ 1954), der dort zudem eine stärkere, aber nicht abbauwürdige Kupfervererzung aufweist. Die elliptischen Blasen im Split sind häufig mit weisslichgrauem Kalzit und selten Chlorit gefüllt. Basaltvorkommen gibt es auch im nördlich angrenzenden Gebiet von Blatt Spitzmeilen, wo sie an der Basis der Üblital-Formation auftreten (FISCH 1961, HUBER 1964, pers. Mitt. T. Ibele 2019).

$p_{Üs}$ *Schiefriger Tonstein und Brekzie («Sernifitschiefer»)*

Gegen Süden wird die Abfolge im Dach feinkörniger, d.h. die Schichten haben einen höheren Silt-Tongehalt und sind stärker sandig. Die Komponentengrösse ist maximal 1 cm. Hinzu kommt das Auftreten von bräunlich anwitternden Karbonatknollen oder -linsen. NIO (1972) bezeichnet diese südlichere rötlich-grau-grauviolette Fazies, die in ihrer südlichsten Verbreitung gegen 100 m mächtig ist, als «Sernifitschiefer». Die Gesteine bilden die Übergangsfazies zur Mären-Formation. Man findet sie vor allem im südlichen Verbreitungsgebiet auf der Ostseite des Niderentals, vom Schafchopf südwärts und östlich unterhalb der Siwellen. Südöstlich des Fuggenstocks, im nördlichen Kartengebiet, erkennt KUNZ (2014) eine Wechsellagerung von feinkörnigen Brekzienlagen und schiefrigem Tonstein direkt über der Glarner Hauptüberschiebung, die vermutlich dem «Sernifitschiefer» NIOs (1972) entspricht. Die Abfolge variiert farblich zwischen dunkelviolett und lauchgrün und erinnert gegen oben, wo die Brekzienlagen seltener werden und der Tonstein dominiert, bereits stark an die nachfolgende Mären-Formation.

Bei Koord. 2727.250/1201.750 beschreibt NIO (1972) eine Überschiebung im Bereich der schiefrigen Brekzie, deren weiterer Verlauf auf der Karte aus dem stratigraphischen Zusammenhang interpretiert ist.

$p_{Mä}$ **Mären-Formation**

Die Mären-Formation gliedert sich im Kartengebiet in einen weitgehend detritischen tieferen Teil («Foostock-Schiefer» FISCH 1961, HUBER 1964; «Untere Schiefer» SCHIELLY 1964) und in einen vulkanisch beeinflussten (AMSTUTZ 1954, 1957, SCHIELLY 1964) Teil mit mehreren grösseren Körpern vulkanischer Gesteine, die im Kärpfgebiet als Effusiva deckenartig die höheren Anteile vertreten (Grisch-Member; «Grüner Serizitschiefer» BLUMENTHAL 1911; «Grisch-Schichten» WYSSLING 1950, FISCH 1961; «Bunte Serie» AMSTUTZ 1954, SCHIELLY 1964). Im nördlichen Teil des Kärpfgebiets lässt sich neben den Effusiva das Grisch-Member (nach

WYSSLING 1950) als jüngster und detritisch geprägter Abschnitt der Mären-Formation ausscheiden (NIO 1972). Der untere Abschnitt der detritischen Mären-Formation besteht hauptsächlich aus hellgrünem Phyllit und grauem bis violetter, z.T. hellgrünem schiefrigem, teilweise sandigem Silt- bzw. siltigem Tonstein mit horizontalweisem Auftreten von beige anwitternden braungrauen Karbonatschmitzen und -knollen sowie einzelnen (Grob-)Sandsteinbänken (2–3 m mächtig) im höheren Teil (NIO 1972). Die Schichtung ist im Tonstein infolge der Schieferung verwischt und nicht erkennbar (NIO 1972, KUNZ 2014). Karbonat ist im Tonstein in der Matrix dispers verteilt, teils aber auch lagenweise angereichert; gegen oben wird die Abfolge sandiger und karbonatreicher. Die Grenze zur Üblital-Formation ist unscharf und durch laterale Verzahnung charakterisiert. Sie wird lithologisch anhand des überwiegenden Auftretens von feinklastischen Lithologien gezogen, die zur Mären-Formation gestellt werden. Die Mächtigkeit der Mären-Formation erreicht im Kärfpgebiet im Norden 50 m, im Süden über 100 m; im Gebiet des Fuggenstocks werden über 250 m erreicht (KUNZ 2014).

Vulkanite

Die vulkanischen Serien der Mären-Formation umfassen sauren Vulkanit (prophyrischer Rhyolith, $\pi_{\text{Mä}}$) und saure Tuffite, trachytischen Vulkanit («Hanenstock-Keratophyr», $\tau_{\text{Mä}}$) und basische Vulkanite (Basalt: Chlorit- und Hämatitspilit, $\beta_{\text{Mä}}$) (OBERHOLZER 1933, AMSTUTZ 1954, SCHIELLY 1964; Fig. 16).

$\beta_{\text{Mä}}$ *Basische Vulkanite (Chlorit- und Hämatitspilit)*

Die Vulkanite werden hauptsächlich durch bis 1 mm lange idiomorphe porphyroblastische Albitkristalle aufgebaut, akzessorisch sind Chlorit und Hämatit (Hämatitspilit) bzw. Chlorit und Epidot (Chloritspilit) sowie selten Kalzit vertreten. Ferner werden Pseudomorphosen nach Olivin und Augit beschrieben (AMSTUTZ 1954). Der Chloritspilit ist generell feinkörniger. Der Hämatitspilit weist eine melaphyrische Textur auf, wobei die bis cm-grossen elliptischen Blasenhöhlräume sekundär durch Kalzit und Chlorit gefüllt sind. Detaillierte Gesteinsbeschreibungen und Analysen zum Modalbestand finden sich bei AMSTUTZ (1954). Vorkommen basischer Vulkanite konzentrieren sich im Gebiet des Chärfp und der nördlich bzw. nordöstlich anschliessenden Felsgrate von Sonnenberg und Matzenstock, der Blistöcke, Charenstock, Hohberg und Gandstock. Bei den basischen Vulkaniten handelt es sich um Basalte, die als Hämatit- und Chloritspilit bezeichnet werden.

Chloritspilit repräsentiert eher intrusive Lagergänge, Hämatitspilit eher extrusive Laven, da diese teilweise mit Brekzien im Dach assoziiert sind. Alle vulkanischen Bildungen sind konkordant zu den detritischen Schichten angeordnet (NIO 1972). KUNZ (2014) beschreibt einen gegen 20 m mächtigen Basaltaufschluss

mit graugrünem Chloritspilit und grauvioletter Hämatispilit in einer Steilstufe südlich der Alp Chamm (vgl. OBERHOLZER 1933, bei Koord. 2733.175/1204.875).

$\tau_{\text{Mä}}$ *Trachytischer Vulkanit («Hanenstock-Keratophyr»)*

Beim «Hanenstock-Keratophyr» (AMSTUTZ 1954, SCHIELLY 1964) handelt es sich um einen dunkelvioletten, teilweise massigen Vulkanit, der durch einen erhöhten Quarz- und hohen Natriumgehalt (Alkalifeldspat, v.a. Albit) gekennzeichnet ist. AMSTUTZ (1954, S.90) beschreibt seitliche Übergänge in Chloritspilit im Hanenstockgebiet. Nach SCHIELLY (1964) ist der Hanenstock-Keratophyr häufig aufgearbeitet und stark geschiefert. Dieser Vulkanittyp konzentriert sich auf Vorkommen zwischen Hanenstock (Bl. Linthal) und Chärpf.

$\pi_{\text{Mä}}$ *Rhyolith («Quarzporphyr»), saurer Tuffit*

Beim sauren Vulkanit handelt es sich vor allem um extrusiv gebildeten weisslich-hellgrünen, selten schwach violetten, häufig grob gebankten grobkörnigen Rhyolith («Quarzporphyr») und um saure Tuffitablagerungen («Quarzporphyroide», SCHIELLY 1964). Beide Formen gehen in einander über. Im Rhyolith sind als Einsprenglinge klarer Quarz (bis 7 mm, ca.20–25%) und rosa Orthoklas (bis 15 mm, ca.20–40%) vorhanden, die Grundmasse ist sehr feinkönig (AMSTUTZ 1954). Saure Vulkanite bilden häufig die Sockel der Gipfel von Charenstock und Berglihorn sowie weite Bereiche zwischen Sonnenberg und Chärpf. Sie erreichen ihre grösste Mächtigkeit am Charenstock und werden seitlich rasch geringmächtiger. Die sauren Tuffitlagen lassen sich möglicherweise als Ignimbritablagerungen interpretieren (FISCH 1961, NIO 1972).

Sonnenberg-Horizonte

Es handelt sich um dunkelgrauen bis schwarzen schiefrigen Tonstein, teilweise auch Sandstein (v.a. am Charenstock) oder um gelbbraun anwitternden, dunkelgrauen dichten dolomitischen Kalk (nur an der Typlokalität und am Blistock, NIO 1972). Sonnenberg-Horizonte sind mit sauren Vulkaniten bzw. Tuffiten vergesellschaftet und dadurch teilweise verkieselt (NIO 1972). Fossilien wie Gastropoden und Kalkalgen wurden von R. Trümpy (in BRÜCKNER et al. 1958) beschrieben. Bei den Pflanzenresten, vor allem fossiles Holz, handelt es sich um *Calamites* sp. (ROTHPLETZ 1898, AMSTUTZ 1948) und um Coniferen (FISCH 1961, NIO 1972). Das Ablagerungsmilieu wird als limnisch interpretiert (SCHIELLY 1964, S. 89; s. LETSCH et al. 2015 für Details). Die an mehreren Lokalitäten auftretenden Sonnenberg-Horizonte wurden aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit von wenigen Dezimetern bis maximal 1 m nicht auf der Karte dargestellt. Als Typlokalität gilt der Sonnenberg (gemäss heutiger Bezeichnung) bei Koord. 2726.000/1199.370.

P_{M&G} *Grisch-Member*

Im südöstlichen Kartengebiet baut das Grisch-Member («Serizitschiefer» BLUMENSTEIN 1911; «Grisch-Schichten» WYSSLING 1950) die höchsten Gipfelpartien auf (Gletscherhorn, Ofen, Atlas, Piz Segnas, Trinserhorn; BLUMENTHAL 1911, WYSSLING 1950). Dort handelt es sich um grauen, violetten oder grünlichen serizitischen Phyllit (WYSSLING 1950) im Wechsel mit sehr dünnen violetten Karbonatlagen und -schmitzen, die gegen oben mächtiger werden (bis 0,5 m). Häufig sind die Karbonatlagen aufgrund der Schieferung in bis kopfgrosse knollige Linsen bzw. Knollen mit grüner Haut aufgelöst. Sie setzen sich aus Karbonat (v.a. Kalzit und Dolomit) sowie Quarz- und Feldspatkörnchen zusammen; gegen Westen nimmt der Karbonatanteil stark ab («Crap Ner-Schichten»); ausserdem sind quarzreiche Lagen charakteristisch (WYSSLING 1950). Im Nordwesten handelt es sich um eine Abfolge von violettem und grünlichem siltigem schiefrigem Tonstein, vulkanogenen Lagen (Vulkanite, Tuffe, Tuffite) sowie dm-mächtigen dunklen Tonstein- bzw. Karbonathorizonten (die Sonnenberg-Horizonte, s. o.); am Charenstock sind zusätzlich Sandsteinbänke vorhanden (NIO 1972). Vor allem gegen Süden treten die detritischen Schichten gegenüber den Vulkaniten stark zurück. Die grösste Mächtigkeit wird am Piz Segnas mit ca. 150–200 m erreicht. Gegen oben sind die Schichten entweder erosiv oder tektonisch (im Nordwesten) abgeschnitten. Im Kärpfgebiet folgt über dem Grisch-Member die Karrenstock-Formation.

P_{Ka} **Karrenstock-Formation**

Die Karrenstock-Formation («Karrenstock-Schichten» FISCH 1961, «Aueren-Serie» oder «Milchspieler-Serie» SCHIELLY 1964) besteht aus basal oft grobkörnigem Konglomerat, übergehend in eine wechselnde detritische Abfolge von schiefrigem Silt-/Tonstein und (konglomeratischem) Sandstein. Sehr häufig sind umgelagerte vulkanogene Ablagerungen, z.T. mit Tuffiten und Vulkaniten (v.a. Chlorit-Spilit) zu finden (AMSTUTZ 1954, SCHIELLY 1964, NIO 1972). Die Typlokalität (mit Typusprofil, NIO 1972) der Karrenstock-Formation ist der nördliche Vorpfeiler des Charenstock (früher: Karrenstock), 2316 m, im westlichen Kartengebiet. Die Mächtigkeit beträgt im Westen rund 80 m und ist sehr stark schwankend. Im Norden erreicht das Fuggstock-Member um 450 m (Fig. 16). Die Vulkanite konzentrieren sich v.a. auf den Südwestteil des Kartengebiets (NIO 1972).

β_{Ka} *Basischer Tuffit und Vulkanit*

Im Hangenden der häufig auftretenden basalen grobkonglomeratischen Bank mit gut gerundeten Geröllen hauptsächlich von Chlorit- und Hämatitspilit folgen basische Tuffit- und Vulkanitlagen (vor allem Chloritpilit) im Wechsel mit detritischen Lagen (Tonstein, Sandstein). Der Anteil von detritischen und vulkanogenen

Lagen variiert lateral stark. So nimmt z.B. eine am Charenstock 2–3 m mächtige Chloritispilitlage gegen Norden bzw. Süden auf Kosten der detritischen Abfolge rasch zu und bildet eine zehnermetermächtige Serie am Hohberg und Gandstock bzw. am Berglihorn (NIO 1972).

P_{KaF} *Fuggstock-Member*

Im Norden des Kartengebiets, am Fuggenstock (heutige Bezeichnung), lässt sich das Fuggstock-Member ausscheiden («Fuggstock-Sernifit»). Dabei handelt es sich um Ablagerungen von überwiegend vulkanogenen grobdetritischen Schüttungen. Das Fuggstock-Member besteht aus oft geschieferten, groben und feinen, grauen und selten bunten, oft matrixgestützten Brekzienbänken, die teilweise mit hellrotem Sandstein und seltener mit grünem Schiefer wechsellagern. Die oft lagenweise Anordnung nach ihrer Grösse und eine homogenere, eher isotrope Form der Komponenten sowie ihre stellenweise leichte Rundung geben den Gesteinen des Fuggstock-Members ein im Vergleich mit den Brekzienlagen der Üblital-Formation weniger chaotisches Aussehen. Die seltenen bunten Brekzien weisen rötliche, weisse und schwarze, bis kopfgrossen Komponenten von Schiefer und Rhyolith (KUNZ 2014) in grauvioletter Matrix auf. Da sowohl Mächtigkeit als auch Korngrösse gegen Nordosten abnehmen, kann von einer Herkunft der Sedimente aus Südwesten ausgegangen werden (FISCH 1961). Lithologisch weist das Fuggstock-Member starke Ähnlichkeiten zum basalen Konglomerat unter den basischen Vulkaniten der Karrenstock-Formation auf, wie es von NIO (1972) südlich des Sernftals beschrieben wird.

P_{Fu} **Fulen-Formation**

Die Fulen-Formation ist am nördlichen Blattrand am Fulen (Typlokalität, FISCH 1961) aufgeschlossen und besteht aus rund 150 m mächtigem grauviolettem schiefrigem Tonstein. Weiter nördlich, im Gebiet von Blatt Spitzmeilen, wird sie von der Schönbühl-Formation überlagert (LÖPFE et al. 2018).

P_K **Kärpf-Formation**

Die Kärpf-Formation («Gipfelkonglomerat» AMSTUTZ 1954, «Kärpf-Serie» SCHIELLY 1964) bildet das jüngste Schichtglied der Verrucano-Gruppe im westlichen und südlichen Teil des Kartengebiets, ihre Obergrenze ist stets erosiv. An der Typlokalität, dem Gipfel des Gross Chärpf (früher: Kärpf), bestehen der untere und obere Teil aus tonig-siltig bis grobsandigen Schichten; der mittlere Teil ist grobkonglomeratisch mit schlecht gerundeten Geröllen bis >10 cm. Die Geröllzusammensetzung ist auffällig variabel (Fig. 17) und weist neben vulkanischen Komponenten auch viel Detritus aus der Verrucano-Gruppe selber auf. Der oberste feindetritische

Teil erinnert an die nördlich des Kartengebiets auftretende Schönbühl-Formation (FISCH 1961). Vorkommen liegen nach NIO (1972) an den Gipfeln von Gross Chärpf, Gandstock (36 m mächtig) und Charenstock (50 m mächtig). Die grobdetritischen Ablagerungen (Brekzie, Sandstein, untergeordnet auch schiefriger Tonstein) wurden aus Südwesten geschüttet und liegen diskordant (bis 10°) auf den liegenden Einheiten (SCHIELLY 1964, NIO 1972, LETSCH et al. 2015). NIO (1972) zufolge lassen sich die Kärpf-Formation und die Schönbühl-Formation korrelieren.

Trias

t Mels-, Röti- und Quarten-Formation

Hierunter fallen alle Trias-Vorkommen, in denen die einzelnen Formationen im Kartenmassstab nicht mehr auftrennbar sind (Fig. 16); meist liegen Mels-, Röti- und Quarten-Formation vor.

Ein Vorkommen im Gandwald (bei Koord. 2726.330/1205.590) zeigt eine normal liegende Serie von Verrucano (Üblital-Formation), Mels-Formation (5 m) und Röti-Formation (SCHIELLY 1964, Profil 32). Nach SCHIELLY (1964, S. 57) folgt darüber tektonisch erneut Verrucano, gemäss NIO¹ (1972, S. 111) hingegen existiert hier keine tektonische Komplikation, sondern handelt es sich beim hangenden Verrucano um einen Sturzblock. Die Mels-Formation besteht hier aus grobem massigem Quarzsandstein mit Fetzen von grünem schiefrigem Verrucano-Tonstein, im Dach im Wechsel mit gebanktem grauem sandigem Dolomit.

t_r Röti-Formation

Die Röti-Formation besteht aus gut gebanktem, schwach sandigem spätem Dolomit und beige-grauem dichtem Dolomit. SCHIELLY (1964, Profil 31) beschreibt einen Aufschluss von Röti-Dolomit im Gandwald (Koord. 2726.250/1205.600), der eine Synklinalstruktur mit flach gegen Osten einfallender Achsenebene zeigt.

t_q Quarten-Formation

Die Quarten-Formation (MENKVELD 1995) besteht aus rotem, untergeordnet auch grünlichem oder grauem schiefrigem Ton- und Siltstein mit zahlreichen hellgrünen Reduktionsebenen. Die Mächtigkeit beträgt um 50 m, Aufschlüsse liegen am unmittelbaren Nordrand des Kartengebiets bei Koord. 2733.800/1205.980 (pers. Mitt. T. Ibele 2019).

¹ Der Aufschluss ist in der Karte von NIO (1972) an der falschen Stelle eingetragen.

Jura

r-I₁ **Quarzsandstein («Infralias»-Sandstein)**

Diese informell als «Infralias»-Sandstein bezeichnete Abfolge umfasst neben basalem grauem bis schwarzem schiefrigem Tonstein und grauem schiefrigem, teils sandigem Mergel den typischen, braun anwitternden hellgrauen Quarzsandstein. Der gebankte fein- bis mittelkörnige Sandstein tritt im Feld meist als markante Rippe hervor (LÖPFE et al. 2018). Die Mächtigkeit beträgt um 20 m. Gemäss TRÜMPY (1949) gehören die tieferen Anteile noch in die Trias (Rhétien), die höheren dagegen bereits in den Frühen Jura (Hettangien).

I₁₋₂ **Prodkamm-Formation**

Die Prodkamm-Formation bildet im Kartengebiet die jüngste Einheit des Glarner Deckenkomplexes. An ihrer Basis lässt sich das Cardinien-Member ausscheiden. Altersmässig gibt TRÜMPY (1949) spätes Hettangien bis Sinémurien an, die Mächtigkeiten liegen bei ca. 60 m für das Cardinien-Member und über 100 m für den Rest der Prodkamm-Formation (LÖPFE et al. 2018). Der höhere Teil der Prodkamm-Formation umfasst eine ähnliche Wechselfolge an Gesteinen wie das Cardinien-Member (s. u.), aber mit deutlich geringerem Anteil an schiefrigem Tonstein oder Mergel.

Cardinien-Member

Beim Cardinien-Member handelt es sich um eine Wechselfolge von dominierend schiefrigem Tonstein und kalkigen oder sandigen Bänken. Der schiefrige Tonstein ist hellgrau, teils sandig und teils mergelig, die meist braun anwitternden dm- bis m-mächtigen Bänke bestehen aus teilweise schräggeschichtetem Sandstein und Sandkalk, mergeligem Kalk und kieseligem, teilweise biodetritischem Kalk (LÖPFE et al. 2018). Im Sandkalk und Kieselkalk treten zudem Crinoiden- und Schilllagen auf.

AXEN-DECKE

Die Axen-Decke ist im Kartengebiet nur reliktdisch aufgeschlossen und umfasst Einheiten des Frühen und des frühen Mittleren Juras (Fig. 16, 18). Die Aufschlüsse beschränken sich auf einen schmalen Streifen am westlichen Kartengebietsrand zwischen Gigerhorn und Gschwämmwald. Eine ausführlichere Beschreibung dieser Einheiten findet sich bei HANTKE et al. (2019).

Jura

I₁₋₂ Prodkamm-Formation

Die Prodkamm-Formation besteht typischerweise aus einer Wechselfolge von schiefrigem Tonstein, Kalksandstein und sandigem Kalk in unterschiedlichster Zusammensetzung. Die Gesteine wittern zumeist rostbraun-grau an. Im Kartengebiet findet sich lediglich ein versackter Block direkt über dem Auerenbach bei Kies (SCHIELLY 1964).

I₃ Spitzmeilen-Formation

Die Spitzmeilen-Formation umfasst im Kartengebiet etwa 30 m Kieselkalk, Sandkalk, Kalksandstein und spätigen Kalk sowie gelegentlich schiefrigen Mergel (SCHIELLY 1964). Aufschlüsse finden sich westlich oberhalb von Birchen (Koord. 2725.000/1204.000).

I₄₋₅ Sexmor-Formation

Die Sexmor-Formation ist hier stark tektonisiert und besteht aus rund 10 m braun anwitterndem grauem und beigem Sand- und Echinodermenkalk (SCHIELLY 1964). Aufschlüsse finden sich im Gebiet südlich des Gigerhorns.

I_{6-a₂} Bommerstein-Formation

Die Bommerstein-Formation besteht im Anriss der Blaabrüus (Koord. ca. 2725.000/1204.200; Fig. 18) aus wenigen Metern eisenschüssigem Kalksandstein und schiefrigem sandigem Tonstein sowie ca. 30 m blauschwarzem schiefrigem Tonstein des Mols-Members (TRÜMPY 1949, SCHIELLY 1964). Altersmässig reicht die Bommerstein-Formation bereits in den Mittleren Jura (Toarcien–Aalénien; DOLLFUS 1965).



Fig. 18: Blaabrüus (bei Koord. ca.2725.000/1204.200) oberhalb des Alpstegwiers im Niderental im Nordwesten des Kartengebiets, von der Alp Schwamm auf der östlich gegenüberliegenden Talseite gesehen (Blick gegen Westen). Im Glarner Deckenkomplex liegt eine Schuppe aus Kärpf-Formation [Kä] (Perm) über Üblital-Formation [Üb] (Perm) und Röti-Formation [Rö] (Trias). Die darauf überschobene Axen-Decke besteht aus einer verkehrtliegenden Abfolge von Bommerstein-Formation [Bo] (Mittlerer Jura), Sexmor-Formation [Se] und Spitzmeilen-Formation [Sp] (beide Früher Jura). Foto O. Kempf, 2020.

QUARTÄR

Pleistozän

Spätes Pleistozän

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

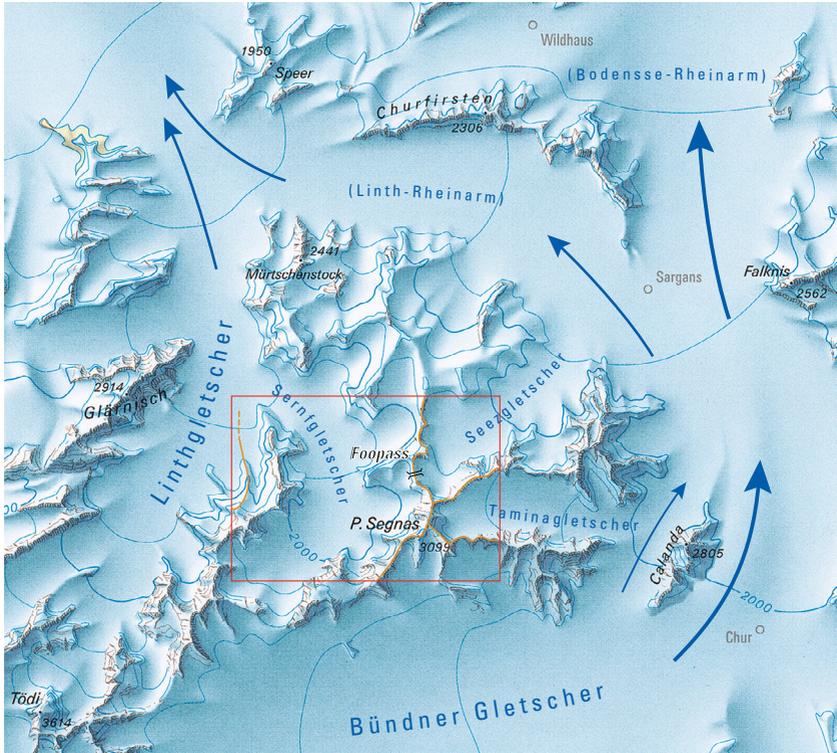
Das Sernftal und die angrenzenden Gebiete liegen im inneralpinen Bereich, der während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) bis auf einige Gipfel und Grate komplett mit Eis bedeckt war (SCHLÜCHTER 2009). Ein Beispiel eines eis-

freien Gebiets, das aufgrund seiner Morphologie (Schliffgrenze) ausgeschieden wird, ist die Linie Richetlipass – Gross Chärpf – Gandstock. Weiter gegen Osten ist die Linie vom Segnespass zum Piz Sardona – Fahnenstock sowie vom Foostock zum Fulen als mehrheitlich eisfrei zu betrachten. Aufgrund der Morphologie am Foopass kann davon ausgegangen werden, dass dieser auf einer Breite von ca. 1 km von Eis überflossen wurde. Der Foopass markiert auch die Linie, die die Eismassen von Sernf- und Seezletscher voneinander trennt. Während sich der Sernfgletscher im Nordwesten bei Schwanden/Sool mit dem Linthgletscher vereinigte, floss der Seezletscher nach Nordosten und vereinigte sich mit dem Bündner Gletscher (vgl. LÖPFE et al. 2018). Somit bildeten der Linthgletscher und der Bündner Gletscher (Rheingletscher) die beiden wichtigen Talgletschersysteme (vgl. Fig. 19) im weiteren Umfeld des Kartengebiets (vgl. OBERHOLZER 1933). Eine weitere Gletscherscheide ist durch den Piz Segnas ca. 4 km südlich des Foopasses definiert. Auf seiner Westseite floss der Sernfgletscher in nordwestliche Richtung zum Talausgang bei Sool. Im Nordosten des Piz Segnas lag im Calfeisental mit dem Tamina-gletscher ein lokaler Gletscherarm, der erst bei Vättis mit einem Seitenarm des Bündner Gletschers zusammenfloss (Fig. 19). Im Süden wurde der Eisstrom des (Vorderrhein-) Bündner Gletschers von den Karen und Hochtälern bei Plaun dilts Bots, Val Sax, Tschanonca, Segnas Sura, Las Palas und Il Vonn gespeist.

Wie bereits in OBERHOLZER (1933) ausgeführt, sind in den höheren Talflanken liegende, dünne glaziale Sedimente des letzteiszeitlichen Maximalstands (LGM) von der Sedimentologie her nur schwer von den Ablagerungen lokaler, späterer Gletschervorstösse zu trennen. Der Grund liegt in den relativ kurzen Fliesswegen, so dass erodiertes Material als Geschiebe in relativer Nähe zu seinem Ursprungsort wieder abgelagert wurde. Davon ausgenommen sind das untere Sernftal und die südgerichteten Talflanken des Vorderrheintals. Daher werden die Gletschersedimente, die morphologisch keinem lokalen Stadium zugeordnet werden können, als Till (Moräne) der letzten Eiszeit dargestellt. Es kann davon ausgegangen werden, dass keine Relikte älterer Vergletscherungen mehr vorhanden sind (OBERHOLZER 1933).

Sedimente des Sernfgletschers

Im Talboden des Sernf, von Elm talabwärts, finden sich keine Ablagerungen glazialen Ursprungs mehr. Hier sind die Talebene und die Talflanken von jüngeren, holozänen Sedimenten bedeckt. Vom Südwestende des Dorfs Elm talaufwärts füllen die Gletscherablagerungen den Talboden bis Wichlen. Die Mächtigkeit der Ablagerungen ist stellenweise über 50 m, da in den zum Teil tiefen Einschnitten des Sernf und seiner Seitenbäche kein unterlagernder Fels aufgeschlossen ist. Die einzigen morphologischen Relikte, die in Fliessrichtung parallel zum Sernf ausgerichtet sind, finden sich linksseitig auf der Höhe Unter Erbs bis zur Einmündung des Bischofsbachs. Dieser wird durch einen Moränenwall eines wahrscheinlichen



-  Atlasblatt Elm
-  Fließrichtung der grossen Talgletschersysteme
-  Gletscherscheiden im Gebiet von Atlasblatt Elm

Fig. 19: Vergletscherung des Kartengebiets und seiner Umgebung während des Letzteiszeitlichen Maximums (nach SCHLÜCHTER 2009). Dargestellt sind die für das Kartengebiet relevanten lokalen Gletschersysteme und die grossen Talgletschersysteme des Linthgletschers im Westen und des Bündner Gletschers im (Süd-)Osten.

Rückzugsstands des Sernfgletschers um ca. 90° nach links abgelenkt, bevor er in den Sernf mündet. Da sich auch der Niderenbachgletscher des Käpfgebiets im nordwestlichen Kartengebiet südlich von Sool mit dem Sernfgletscher vereinigte, werden dessen Sedimente dem Sernfgletscher zugewiesen. Die Gletscherscheide zum Linthgletscher verläuft ungefähr entlang des westlichen Kartengebietsrands.

OBERHOLZER (1933, S. 495ff.) beschreibt den Sernfgletscher als «gewaltigen Talgletscher» mit Geschiebe von vor allem Flysch- und Verrucanogesteinen sowie Malmkalk des Vorabgebiets.

Sedimente des Seezletschers

Ablagerungen des Seezletschers finden sich im Kartengebiet verbreitet auf der Alp Scheubs, auf der Fooalp und auf der Nordseite des Weisstannentals. Moränenwälle sind selten und werden von OBERHOLZER (1933, S. 508f.) und JORDI (1986) dem Gschnitz-Stadium und, im hintersten Weisstannental, lokalen Gletschern des Daun-Stadiums zugeordnet. Beispiele für letzteres finden sich südlich des Foostocks oder im Muotatal.

Sedimente des Taminagletschers

Im Calfeisentental finden sich Ablagerungen des Taminagletschers westlich und vor allem nördlich der Tamina (vgl. OBERHOLZER 1933, S. 510f.). Hinweise darauf, dass der Gletscher während des Gschnitz-Stadiums das Tal vom Piz Sardona ostwärts ausfüllte, bilden zahlreiche grüne Verrucanotrümmer im Talgrund des hinteren Calfeisentals (OBERHOLZER 1933, S. 510f., JORDI 1986). Die talwärts orientierten Moränenwälle am westlichen und nordwestlichen Talende werden späteren lokalen Gletschern des Daun-Stadiums zugewiesen (OBERHOLZER 1933, JORDI 1986).

q_m Till (Moräne) lokaler Gletscher

Infolge fehlender Altersbestimmung der glazialen Sedimente werden die lokalen Gletscherstände, wo möglich, aus ihrer Morphologie interpretiert. An mehreren Stellen im Kartengebiet treten glazialmorphologische Phänomene wie Endmoränenwälle auf, die Maximalstände lokaler Gletscher markieren und die entsprechenden Sedimente als lokalen Till ausweisen. Lokaler Till ist dadurch charakterisiert, dass er gegenüber dem Till der Letzten Vergletscherung einen frischeren Habitus und tendenziell markantere Wallformen aufweist. Im Gegensatz zum neoglazialen Till ist lokaler Till stärker verwittert und meist dicht bewachsen. Viele der kartierten Lokalstände werden bereits in OBERHOLZER (1933) erwähnt und beschrieben. Zuletzt bearbeitete JORDI (1986) den quartären Formenschatz zwischen Flims und Feldkirch und gliederte die glazialen Relikte zeitlich. Die von ihm als dem Egesen-Stadium zugehörigen Moränen werden im Kartengebiet, leicht modifiziert, als

lokaler Till ausgewiesen. Die vielen, teils sehr gut erhaltenen Endmoränenstände sind meist an lokale, höher gelegene Seitennischen der jeweiligen Haupttäler gebunden. In tieferen Gebieten der Talungen lassen sich infolge der nachfolgenden fluviatilen Erosion in der Regel keine Endstände mehr erkennen. Im Berglital reicht ein lokaler Endstand bis auf 1330 m hinunter. An der Talflanke zwischen Siwellen und Hellhorn reichen die Sedimente von lokalen Gletscherständen bis auf ca. 1220 m bei Badchopfrus und Pattenbergus.

Gletscherschliff

JORDI (1986, S. 95) erwähnt zwei Lokalitäten im hinteren Calfeisental im Kartengebiet Elm, an denen er durch Gletscher geschliffene Felsoberflächen erkannte und sie als maximale Schliffgrenzen interpretierte. Die beiden Lokalitäten auf 2215 und 2230 m ü.M. sind in der Karte mit einem Symbol markiert, das entsprechend der Bewegungsrichtung des damaligen Gletschers orientiert ist.

Moränenwälle

Beispiele von Gebieten, die Schwärme von lokalen Endständen zeigen, befinden sich bei der Niderenalp im Niderental, bei Oberempächli, auf der Südwestseite des Sonnenhorns und am zum Vorderrheintal ausgerichteten Hochtal von Las Palas südöstlich der Tschingelhörner.

Moränenbastionen

Seiten- und Endmoränen mit einem deutlich asymmetrischen Querschnitt und einer starken frontalen Überschüttung, die eine Höhe von mehreren Dekametern bis hundert Meter erreichen kann, werden als Moränenbastion bezeichnet. Eindrückliche Beispiele hierzu finden sich westlich des Sernf, auf der Lauelalp und beim Tristenstein auf der Bischofalp.

Verschwemmter Till

Hinweise auf Umlagerung von lokalem Till sind im Kartengebiet selten zu finden. Verschwemmter lokaler Till findet sich auf der Südwestseite des Schabell und auf der Wichlenmatt.

Fossile Blockgletscher

Spuren periglazialer Prozesse finden sich vereinzelt im Gebiet. Fossile Blockgletscher weisen in den Zwischenräumen der Blöcke kein Eis mehr auf und zeigen daher keine Anzeichen einer aktiven Bewegung mehr. Ihre frontalen Loben und teilweise internen Stauchwülste sind zusammengesackt und von Vegetation überwachsen. Die Abrenzung zu aktiven Blockgletschern ist nicht immer eindeutig und mit gewissen Unsicherheiten behaftet.

Fossile Blockgletscher als Zeugen periglazialer Prozesse finden sich im Kartengebiet zahlreich im Chärpfgebiet, beispielsweise in der Käpfrisi auf der Nordseite des Chli Chärpf, und zu beiden Seiten des Grats zwischen Chrämer, Gandstock und den Blistöcken. Vereinzelt Vorkommen gibt es am Sonnenhorn, am Fuggenstock und auf der Ostseite der Walabützer Furggle.

Holozän

q_{rn} Neoglazialer Till (Moräne)

Glaziale Sedimente, die zwischen der Kleinen Eiszeit mit ihrem Höchststand um 1850 und heute abgelagert wurden, werden als neoglazialer Till klassiert. Sie finden sich in der Umgebung der noch vorhandenen Reste des Sardona-gletschers (vgl. JORDI 1986), des Chline Gletschers, des Glatschiu dil Segnas und des Vorabgletschers. Auch dort, wo die Eismassen bereits verschwunden sind oder nur noch kleine Firnreste auf eine ehemalige Vergletscherung hinweisen, liegt heute neoglazialer Till vor, so beispielsweise nördlich von Gross und Chli Chärpf oder an der Westseite der Tschingelhörner. Auf ihrer Ostseite lag um 1850 noch ein Gletscher, der sich bis hinunter zu Pkt. 2428 m und wahrscheinlich in einem kleinen Ausläufer noch bis Las Palas erstreckte. Der Gletscherstand auf dem vorliegenden Kartenblatt entspricht demjenigen von 2020 und wurde anhand von Orthophotos ausgeschieden.

Moränenwälle

Die Höchststände von 1850 lassen sich teilweise durch die klare morphologische Ausprägung der Stirnmoränen bestimmen und wurden in MAISCH (1992) inventarisiert. Ein gut erhaltener Endstand im Kartengebiet ist im Norden der Plaun Segnas Sura bei Pkt. 2375 m durch einen mehrfach durchbrochenen, quer zur Talung verlaufenden Moränenwall erkennbar. Auch im Zungenbecken von Segnas Sura nördlich von Pkt. 2375 m lassen sich zahlreiche neoglazialen Moränenwälle beobachten. Im Gegensatz zum lokalen Till sind die Moränenwälle des neoglazialen Tills nur spärlich von einer Pioniervegetation bewachsen.

Moränenbastionen

Auch im neoglazialen Till lassen sich, analog zum Till lokaler Gletscher, Moränenbastionen beobachten. Sie kommen WNW unterhalb des Piz Segnas, westlich unterhalb der Tschingelhörner und in der Kärpfrisi vor.

Verschwemmter Till

Im Zungenbecken von Segnas Sura nördlich von Pkt. 2375 m und südwestlich der Tschingelhörner wurde das aufgelockerte Moränenmaterial zum Teil durch Wasser umgelagert und verschwemmt.

Blockgletscher

Aktive Blockgletscher sind die auffälligsten geomorphologischen Erscheinungen in Permafrostgebieten. Sie bestehen aus Hang- und Blockschutt und verfügen – im Gegensatz zu den fossilen Blockgletschern – noch über einen Kern aus Eis, wodurch sie sich hangabwärts bewegen. Durch die Fliessbewegung entsteht ihre charakteristische Form mit frontalen Loben und teilweise weiteren Stauchwülsten im Sedimentkörper. Aktive Blockgletscher treten im westlichen Kartengebiet am Chli Chärpf und Schwarztchingel auf, im südlichen Kartengebiet nördlich des Vorabgletschers und an den Hängen von Atlas, Trinserhorn und Piz Sax.

Zerrüttete Sackungsmassen

Bei zerrütteten Sackungsmassen sind die ursprünglich anstehenden Lithologien zwar noch zu erkennen, ihr Verband ist jedoch stark fragmentiert bis vollständig aufgelöst. Im Gebiet unterhalb der Schopfwand südlich des Fanenstocks kann beobachtet werden, wie eine Sackungsmasse talwärts in eine zerrüttete Sackungsmasse übergeht (Fig. 20). Die meisten im Kartengebiet vorkommenden zerrütteten Sackungsmassen zeigen Hinweise auf aktive Bewegung. Beispiele finden sich rings um den Gandstock.

Sackungsmassen

Bei Sackungsmassen handelt es sich – im Gegensatz zu Rutschmassen – um Gesteinspakete, die sich in mehr oder weniger zusammenhängendem Verband hangabwärts in Kriechbewegung befanden oder noch befinden. Häufig sind sie mit offenen Spalten verknüpft, die sich durch das Ablösen und Abgleiten vom intakten Fels bilden. Lockergesteine, z.B. Till oder Hangschutt, können eine Sackungsmasse bedecken. Sind diese Lockergesteine passiv mit dem unterlagernden Fels versackt, wurden sie in der Karte ebenfalls als versackt dargestellt.

Sackungsmassen bis mehrere Quadratkilometer Grösse kommen weit verbreitet im Kartengebiet vor. Besonders erwähnenswert ist eine Sackungsmasse unterhalb der Schopfwand etwa 1 km südlich des Fanenstocks, die talwärts immer stärker aufgelöst ist (Fig. 20). Im Anrissgebiet erkennt man deutlich, wie sich die kompetenteren Gesteine der Bürgen-Formation auf dem leicht hangparallel einfallenden Kontakt zum schiefrigen siltigen Mergel der Amden-Formation in einzelne Blöcke auflösen. Die eigentliche Bewegung findet jedoch bis zum Raminbach statt und betrifft sämtliche dazwischenliegende Einheiten.

Eindrücklich ist auch das Sackungsgebiet unterhalb des Hellhorns im Nordwesteck des Kartengebiets, wo der insgesamt 1200 m hohe Westhang vom Grat des Hellhorns bis zur Talsohle des Niderentals abgesackt ist. Der durch Kriechen entstandene Versatz beträgt geschätzt mehr als 100 m. Auch hier liegen, jedoch weniger deutlich, hangparallele Trennflächen vor, die beispielsweise im Süden der Sackungsmasse oberhalb des Risiwalds hervortreten. Es kann vermutet werden, dass nach dem Rückzug des Linthgletschers, beispielsweise durch das veränderte hydrogeologische Regime, bereits bestehende Schwächezonen reaktiviert wurden und die tiefgründigen Bewegungen bis zum Grat hinauf zur Folge hatten.

Weitere Beispiele grösserer, tiefgründig versackter Gebiete befinden sich nördlich und nordwestlich von Engi, am linken Hang des Chrauchtals, auf der rechten Seite des Raminbachs, entlang des linken Hangs des Siezbachs im Weiss-tannental, südlich des Chrazerispitz im Calfeisental und im Sernftal zwischen Elm und Obererbs.

Rutschmassen

Im Gegensatz zu Sackungsmassen, in denen sich Gesteinspakete in der Regel als zusammenhängende Blöcke bewegen, findet die Bewegung in Rutschmassen als Fliessbewegung des mehrheitlich aufgelösten (Locker-)Gesteinsverbunds statt. Rutschmassen sind im Kartengebiet über tonreichen Lithologien häufig, wobei auffällt, dass sie sich oft in südostexponierten Lagen befinden. Meist deckt sich dies mit dem generellen Schichteinfallen, so dass an diesen Hängen die Gesteinsschichtung oder -schieferung parallel zur Geländeoberfläche verläuft und somit entlang von tonig-siltigen Schwächezonen ausgedehnte Gleitflächen entstehen können.

Grössere Rutschgebiete finden sich an der linken Talseite des Sernftals zwischen Bischofalp Matt, Empächli und Chilchenwald, wo tonreiche Gesteine der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe die Rutschbewegungen durch die schlechten Durchlässigkeiten der Gesteine und der somit oft anzutreffenden Stau- und Schichtwassersituation begünstigen. Im Chrauchtal treten grössere Rutschmassen häufig zusammen mit versackten Gebieten auf. Eine tiefgründige, oberflächlich mit Hangschutt bedeckte Rutschmasse aus der Westflanke der Risetenhörner schiebt sich ins Chrauchtal und drängt den Chrauchbach an die westliche Talflan-

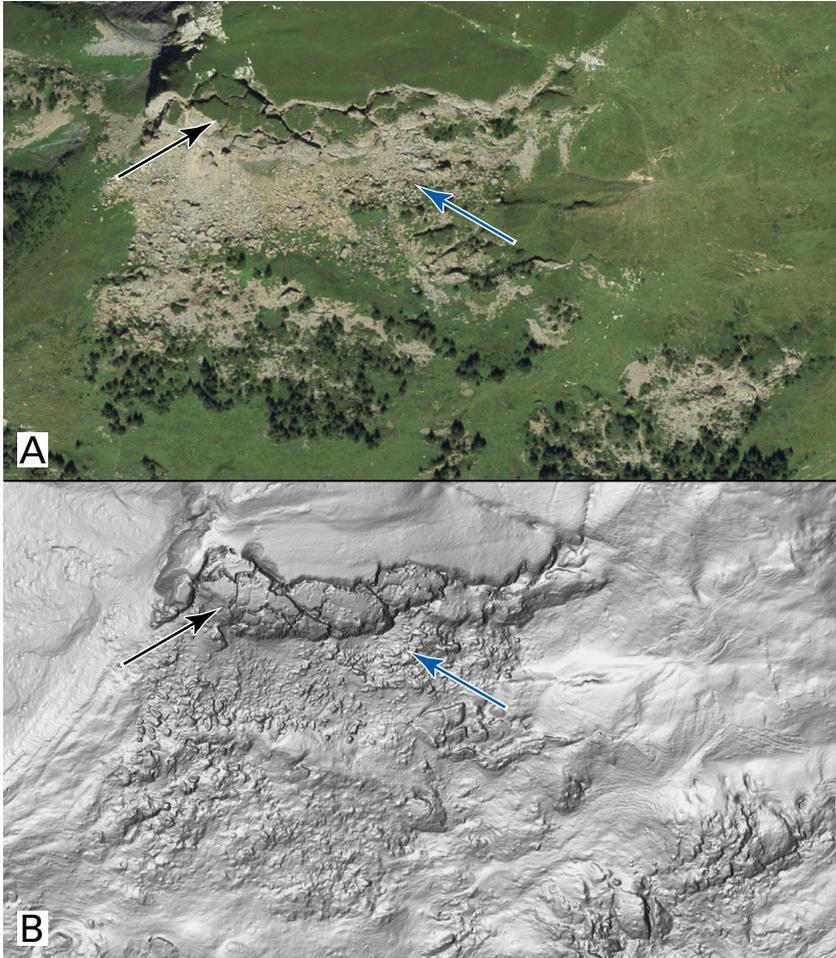


Fig. 20: Orthophoto SWISSIMAGE (A) und hochauflösendes Geländemodell swissALTI^{3D} (B) der Sackungsmasse ca. 1 km südlich des Fanenstocks (bei Koord. 2733.975/1200.000). Deutlich ist die Ablösung der Sackungsblöcke vom intakten Fels erkennbar (schwarzer Pfeil). Talwärts löst sich der Gesteinsverband weiter auf und führt zur verbreiteten Bildung einer zerrütteten Sackungsmasse (blauer Pfeil). Die Bildbreite entspricht ca. 500 m. (© swisstopo)

ke. Die dadurch hervorgerufene Abflachung im Längsprofil des Bachs führt zu einer aktuellen Auflandung im bachaufwärts gelegenen Gebiet bei Winkel.

Gebiete mit Solifluktionsbildungen

Solifluktionsformen sind durch Bewegung der oberflächlichen Sedimentschicht entstanden (Dezimeterbereich). Dabei verursachen Gefrier-/Tauzyklen die typischen Girlandenböden. Im Kartengebiet treten sie beispielsweise westlich des Piz Segnas oder bei Tschanonca auf.

Fels- bzw. Bergsturzaflagerungen

Fels- und Bergsturzaflagerungen sind durch grosse, schnell ablaufende Sturzprozesse entstanden. Eine Unterscheidung der beiden Typen wird durch ihr Volumen vorgenommen: Felssturz 0,1–1 Mio. m³, Bergsturz >1 Mio. m³ (LATELTIN et al. 1997). Im Kartengebiet finden sich Ablagerungen grösserer Sturzereignisse, zum Beispiel unterhalb des Plattnerbergs im Weisstannental und beiderseits des Sernftals bei Obererlen. Die beiden letztgenannten Massen könnten sowohl aus Sturz- als auch aus rasch ablaufenden Sackungsereignissen aus dem Geissnerbergwald im Westen bzw. der Hahnenwand im Osten stammen.

Bergsturz von Elm

Einer der bekanntesten historischen Bergstürze der Schweiz ist der Bergsturz von Elm, der sich am 11. September 1881 infolge des Schieferabbaus ereignete und 116 Menschenleben forderte (BUSS & ALB. HEIM 1881, ALB. HEIM 1932). Sein Anrissgebiet liegt in der Plattenbergwand südöstlich von Elm. Der Bergsturz erfolgte in drei einzelnen Abbruchereignissen. Der erste Abbruch fand um 17:15 Uhr statt, gefolgt von einem weiteren um 17:32 Uhr. Um 17:36 Uhr ereignete sich schliesslich der Hauptabbruch (ALB. HEIM 1932). Ungefähr 10 Mio. m³ Fels stürzten zu Tal (OBERHOLZER 1933), begruben den Dorfteil Untertal und brandeten am Gegenhang bei Töniberg bis auf knapp 1100 mü.M. Die Trümmersmasse floss ca. 2 km talauswärts, bevor sie schliesslich zum Stillstand kam, wie dies durch ALB. HEIM (1881) dokumentiert und bei BECKER (1882) in einer Kartenskizze der Situation nach dem Bergsturz aufgearbeitet wurde. Ein riesiges Trümmersfeld aus grossen Blöcken bedeckte eine Fläche von etwa 0,8 km² (Fig. 21). In den nachfolgenden Dekaden wurde das Trümmersfeld wieder eingeebnet und das Land urbar gemacht. Heute gibt es nur noch wenige Zeugen des dramatischen Ereignisses. So steht nördlich des neu errichteten Dorfteils Untertal ein Felsblock von 6 m Höhe (bei Koord. 2732.288/1198.353), der noch auf die Wucht des Ereignisses hinweist.

Nach dem verheerenden Ereignis wurden am so genannten Risikopf (Koord. 2732.720/1197.030), einer Felsmasse, deren Name in der aktuellen Ausgabe der



Fig. 21: Der Bergsturz von Elm, 11. September 1881, Ansicht von der Müsliweid (BURGER-HOFER 1881).

Landeskarte nicht mehr verzeichnet ist, weitere Bewegungen beobachtet. BECKER (1882) führt Überlegungen an, wie die Gefahr eines weiteren Bergsturzes aus diesem Gebiet gebannt werden kann. So wurde eine Sprengung und ein Abtrag des Materials geprüft, infolge der hohen Kosten und des schieren Volumens der Masse jedoch verworfen. BECKER (1882) schreibt als Anschauung dazu: «Um eine Idee von der ganzen in Ablösung begriffenen Masse zu bekommen, haben wir uns nur daran zu erinnern, dass bei täglicher Förderung von 100 m^3 und 300 Arbeitstagen pro Jahr die Zeit von über 30 Jahren nöthig wäre, um auf dem letzten Stein den letzten «Znünischoppen» zu nehmen.» Der Risikopf wurde schliesslich am 2./3. Dezember 1881 mit insgesamt 160 Mörsergranaten des Kalibers 8 cm von der gegenüberliegenden Talseite bei Töniberg beschossen (ALB. HEIM 1932). Es konnte jedoch kein direkter und vollständiger Abbruch provoziert werden. Verschiebungsmessungen im Gebiet zeigten weiterhin Bewegungen an, und am 10. Juni 1882 kam es schliesslich zu einem Teilabbruch nach starken Regenfällen (BECKER 1882). Seit 2019 ist der Wanderweg durch den Wald am Fuss des Plattenbergs zwischen Geeren und Märchtli infolge Stein-/Blockschlag und Murganggefahr bis auf weiteres gesperrt.

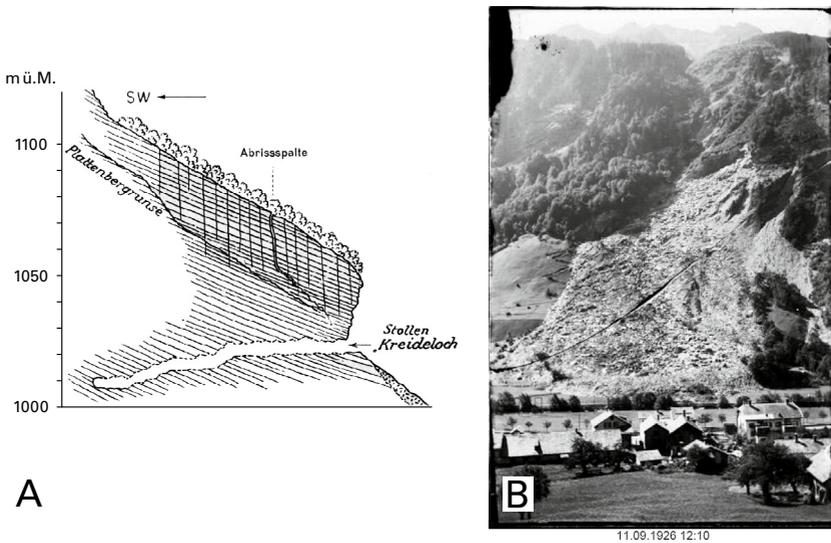


Fig. 22: Der Felssturz am Landesplattenberg bei Engi vom 10. September 1926. A: Profil durch das Abrissgebiet (OBERHOLZER 1933, Fig. 88), B: Foto der Felssturzmasse am Tag nach dem Ereignis. Foto J. Oberholzer, 1926 (STÖCKLI 2009).

Felssturz Leiterenbach

Ein weiterer bedeutender Felssturz im Kartengebiet ereignete sich im Winter 1881/82 auf die Wichlenalp (OBERHOLZER 1933, S. 565). Die Felsmassen lösten sich knapp unterhalb von Pkt. 2449 m bei Schafgang und stürzten in den Leiterbergbach (bei Koord. 2725.000/1194.350). Bemerkenswert ist, dass sich infolge des hohen Wassergehalts des Schnees ein Schuttstrom entwickelte, der neben Flyschsandstein- und Dachschieferblöcken auch grosse Blöcke aus Kluftquarz talwärts ca. 1 km weiter östlich bis nach Büelen brachte und die Sturzmasse sich fächerartig ausbreitete.

Felssturz Landesplattenberg Engi

Ebenfalls im Zusammenhang mit bergmännischem Schieferabbau ereignete sich in der Nacht vom 9. auf den 10. September 1926 im Sernftal bei Engi ein Felssturz. Das Ereignis verschüttete die Abraumhalden des Bergwerks, und die Felssturzmasse kam glücklicherweise 20 m vor dem Sernf zum Stillstand (OBERHOLZER 1933; Fig. 22). Da sich das Ereignis durch erhöhte Aktivität ankündigte, konnte ein Beobachtungsdienst organisiert werden.

Hang- und Blockschutt, Hangschuttkegel, Hangschuttschleier

Hangschuttablagerungen finden sich immer am Fuss von relativ steilen Felswänden. Durch Auflockerungs- und Verwitterungsprozesse in den Felswänden wird das Gestein meist in Stein- bis Blockgrösse produziert und nach einem Sturzprozess abgelagert. Diese Ablagerungen werden nach der Grösse als Hang- oder Blockschutt und nach der Form des Sedimentkörpers als Hangschuttkegel oder Hangschuttschleier auf der Karte dargestellt. Kegel- und fächerförmiger Hangschutt wird dabei punktförmig vom Ausgang einer nur selten Wasser führenden Rinne oder eines Felseinschnitts geschüttet, während sich schleierförmige oder flächige Hangschuttablagerungen unterhalb wenig strukturierter Felswände bilden. Hang- und Blockschuttablagerungen können sich auch durch Umlagerung von Lockergestein wie Verwitterungsschutt oder Till bilden. Die Sedimentquelle von flächigem Hangschutt ist in der Regel nicht immer eindeutig.

Im Gebiet finden sich zahlreiche grössere Blockschuttablagerungen, die nicht auf Bergsturzereignisse zurückzuführen sind. Das Blockschuttfeld am Fuss der Prägelswand im hintersten Weisstannental beispielsweise ist nicht durch ein Einzelereignis, sondern durch mehrere kleine Abbrüche entstanden (IMPER 2010).

Schneehaldenmoränen

Bei Schneehaldenmoränen handelt es sich um sukzessive Blockansammlungen am Fuss von Schutthalden im Hochgebirge, die auf Ablagerung auf Schneefeldern hinweisen. Sie sind meist durch eine kleine Gegensteigung gekennzeichnet. Östlich des Zwölfihorns (bei Koord. 2732.6/1194.5) liegt ein Beispiel einer rezenten Schneehaldenmoräne am Fuss eines mittlerweile stark abgeschmolzenen Firnfelds vor.

Protalus Ramparts, Schneehaldenmoränenwälle

Als Zwischenstufe zwischen Schneehaldenmoränen und Blockgletschern kann die Form des Protalus Rampart verstanden werden. Dabei handelt es sich um lokale Schuttablagerungen mit im Vergleich zu Blockgletschern eher geringerer Ausdehnung. Diese Schuttmassen liegen bzw. lagen in Gebieten mit Permafrost, so dass die Schuttmassen mit einem eisreichen Kern unter Einfluss der Gravitation in Bewegung kommen und zur Bildung von typischen Stauchwulstformen führen. Infolge geringer oder versiegender Schuttversorgung bleiben die Formen jedoch sehr klein. Im Kartengebiet gibt es beim Chli Siwellen (Koord. 2729.1/1202.7) und westlich des Piz Segnas (2736.4/1196.8) zwei Protalus Ramparts.

Gemischte Schuttkegel

Gemischte Schuttkegel entstehen sowohl gravitativ durch Stein- und Blockschlag als auch durch Wassertransport über kurze Wege, meist in Form von Mur-

gängen. Es finden sich über das gesamte Kartengebiet verteilt gemischte Schuttkegel. Bevorzugt bilden sie sich unterhalb steiler Geländekanten und häufig dort, wo episodische Wasserläufe Hangschutt weiter umlagern, so im Auslaufbereich grösserer Hangschuttfächer oder -schleier, deren Einzugsgebiet gross genug ist, um während Starkniederschlägen entsprechende Wassermengen zu sammeln. Der Übergang von Hangschutt zu gemischtem Schutt ist meist nicht klar markiert.

Bachschuttkegel

Bachschuttkegel finden sich häufig als Folge von starken Sedimentschüttungen durch Bäche und Runsen, die seitlich in die Haupttäler münden (Sernftal, Weisstannental und Calfeisental). Die rechtsseitig des Sernf geschütteten Bachschuttkegel stammen dem Anschein nach aus der Erosion von lokalem Festgestein und anschliessendem wasserdominiertem Transport. Die Transportwege sind meist nicht länger als 1–2 km. Das Einzugsgebiet des geschütteten Materials ist meist gekennzeichnet durch einen Erosionstrichter oberhalb des Schuttfächerapex. Beispiele sind die Gebiete Äschenchöpf, Uf den Sätzen, Pkt. 1142 m westlich der Alpirus und die Liefergebiete von Hänigen und Unterstalden nordwestlich des Stuelegghorns. Die so gebildeten Schuttfächer sind in der Regel steiler und ihr Material ist gröber. Vergrössert sich das Einzugsgebiet der Schuttfächer, verringern sich Schüttwinkel und Korngrösse. Beispiele sind die Bachschuttkegel des Raminbachs bei Untertal, dessen Topographie sich unter der dortigen Bergsturzaufablagerung von Elm noch abzeichnet, des Schuttkegels bei Matt, der vom Chrauchbach gebildet wird und des vom Mülibach geschütteten Schuttkegels, auf dem Engi liegt.

q_{sB} Büel-Schotter

Der Büel-Schotter ist ein holozäner Schotterkörper, der heute nicht mehr aktiv aufsedimentiert wird (vgl. HANTKE et al. 2019). Der einzige Aufschluss liegt im Nordwesten des Kartengebiets (bei Koord. 2725.225/1205.875) auf rund 600 m ü. M. Beim Büel-Schotter handelt es sich um fluviatile Ablagerungen von Niderenbach, Sernf und Linth in den Stauraum hinter dem Bergsturziiegel des Guppen-Bergsturzes bei Schwanden (Bl. Klöntal; SCHINDLER 2004, S. 66f.). Der Schotter führt sehr viel Verrucanomaterial (vgl. HANTKE et al. 2019).

q_b Bachschutt

Für Bachschutt im Allgemeinen, der häufig in Gerinnen und ohne die typische Fächerstruktur abgelagert wurde, wird die eigene Signatur verwendet.

q_a Rezente Alluvionen

Alluvialebenen bilden sich durch verstärkte Sedimentation (Aufschotterung) innerhalb eines Bach- oder Flusssystemes. Die Zuschüttung des Talbodens bei Engi durch Bachschuttkegel der Seitenbäche aus dem Mühlbachtal, der Speichen-, Altstafel- und Trittrus, führte zu einer Verflachung des Flusslängsprofils des Sernf mit steilerem Gefälle flussabwärts und flacherem Gefälle flussaufwärts von Engi. Infolge des flacheren Gefälles und der dadurch verlangsamten Fliessgeschwindigkeit wurden zwischen Engi und Matt Alluvionen abgelagert, was zur Bildung eines relativ flachen Talbodens führte.

Abflachungen des Flusslängsprofils durch seitlichen Materialeintrag sind auch im Chrauchtal zu beobachten. Hier sind die tiefgründigen Rutsch- und Sackungsmassen von Bruch, Risetenalp und Hintereggalp für eine Verengung des Talbodens und den damit verbundenen rückwärtigen Aufschotterungen der rezenten Alluvionen, z.B. bei der Vorder Wingelhütten, verantwortlich.

Bei den flachen Hochebenen von Matt südlich von Garichti, der Niderenalp sowie der Plaun Segnas Sura handelt es sich ebenfalls um Alluvionen. Sie sind als Schwemmebenen im Vorfeld von ehemaligen Gletscherzungen (Sandern) entstanden.

Ehemalige Bachläufe des Sernf

In der Oberfläche der Alluvialebene zwischen Matt und Engi weisen Unebenheiten und Kanten, die über mehrere hundert Meter verfolgt werden können, auf ehemalige Läufe des Sernf hin, der vor seiner Begradigung hier ein verzopftes Flusssystem bildete.

Seeablagerungen bei Engi

Im Rahmen von Grundwasseruntersuchungen im Sernftal wurden bei Engi in Bohrungen Seeablagerungen über Sernf-Schotter festgestellt, die auf einen ehemaligen See in diesem Gebiet schliessen lassen (DR. VON MOOS AG 2019). Es wird vermutet, dass dieser See durch Aufstauen des Sernf bei Höfliegg und Allmeind gebildet wurde. Aus der Morphologie im Bereich der vermuteten Stauschwelle kommen entweder vermehrter Schutteintrag aus Südwesten, eine beschleunigte Sackungsbewegung aus Norden oder eine Kombination beider Prozesse in Frage. Die Seeablagerungen und die darüber liegenden Verlandungssedimente werden zwischen den Koten ca. 750–770 m ü. M. auf der gesamten Breite der damaligen Talsohle vermutet.

Sümpfe, Torfmoore

Kleinere Sumpfbereiche und vernässte Bereiche finden sich über das gesamte Kartengebiet verteilt. Meist stehen sie im Zusammenhang mit dem Vorkommen

von wasserundurchlässigen Schichten sowie feinkörniger Grundmoräne. Torfmoore finden sich in Gebieten mit Till (bei Langriet nördlich von Matt, in der Wichlenmatt, auf der Wichlenalp und Jetzalp) oder über Verrucano (bei Garichti). Gerade über Verrucano sind häufig Hochmoore ausgebildet. In Einmuldungen der undurchlässigen schwer löslichen Gesteinsoberfläche sammelt sich Niederschlagswasser, das zusammen mit der feuchtigkeitsliebenden Flora und ohne chemischen Austausch mit der Umgebung zu dem für Hochmoore charakteristischen sauren Bildungsmilieu führt. Die Hochmoore in der Umgebung des Stausees Garichti und bei Langriet nördlich von Matt sind geschützt (BAFU 2017).

Torfablagerungen von nennenswerter Mächtigkeit liegen bei Wichlen Unterstafel vor, wo in einer Bohrung eine Torfschicht von 5,4 m Mächtigkeit angetroffen wurde, die lagenweise Bachschutt führt (HELBLING 1952).

Künstliche Aufschüttungen, Auffüllungen

Kleinere Aufschüttungen stehen meist im Zusammenhang mit allgemeiner Bautätigkeit oder mit der Errichtung von Schutzbauten, wie dem Kanalisationsdamm des Berglibachs, der dem Schutz des Weilers Brumbach (bei Koord. 2731.600/1201.875) südwestlich von Matt dient. Mehrere Aufschüttungen finden sich auf dem Schiessplatz Wichlen. Beim Steinbruch Bitzi wird Ausbruchmaterial aus dem Tagbau in grösseren Körpern abgelagert. Ausbruchmaterial von Stollenbauten wurde in unmittelbarer Nähe zu den Stolleneingängen abgelagert. Entsprechende Abraumhalden finden sich beim Landesplattenberg Engi, bei Stöck unterhalb der Plattenbergwand (südlich von Elm), bei Boden und beim Unterdürstenboden im Zusammenhang mit dem Bau des Wasserschlosses.

Karsterscheinungen

Unterirdische Bachläufe, mit Versickerungsstelle und Wiederaustritt

Das plötzliche Verschwinden des Niderenbachs bei der Chärpfbrugg steht im Zusammenhang mit Lösungsprozessen im dort vorhandenen Lochsiten-Kalk. Der Bach tritt nach rund 70 m wieder an die Oberfläche und hinterlässt die Naturbrücke Chärpfbrugg. Das Dach des Tunnels besteht aus dem hier ca. 10 m mächtigen Lochsiten-Kalk und die Basis mehrheitlich aus schiefrigem Tonstein des Schabell-Melanges (Fig. 23). In den Klüften des Kalks drang Wasser, wahrscheinlich bereits subglazial, bis auf den als Stauer fungierenden Kontakt zum «Wildflysch». Hier löste das Wasser nach und nach das Gestein auf, und mit der Zeit entstand ein Durchgang, der durch die mechanische erosive Kraft des Niderenbachs vergrössert wurde (OBERHOLZER 1933).

Ein weiterer unterirdischer Bachlauf findet sich beim Chüebodenseeli (bei Koord. 2729.130/1199.780). Der See selbst befindet sich in einem abgeschlossenen

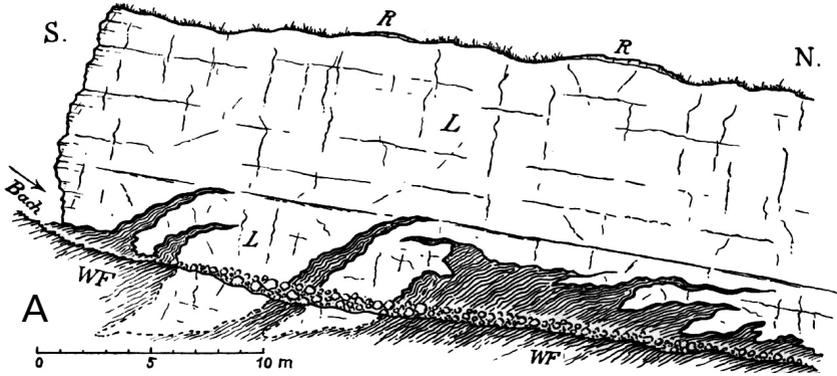


Fig. 23: A: Skizze des Aufschlusses unter der Chärpfbrugg im Niderental (OBERHOLZER 1933, Fig. 88). L = Lochsiten-Kalk, R = Röti-Dolomit, WF = «Wildfysch». B: Eintrittsportal aus Lochsiten-Kalk auf der Südseite der Chärpfbrugg (bei Koord. 2726.725/1199.930). Foto O. Kempf, 2017.

Becken zwischen Schafgrindspitz und Gelber Chopf und wird durch einen im Fels verlaufenden unterirdischen Wasserlauf entwässert, der nach ca. 175 m wieder an die Oberfläche tritt.

Dolinen

Südwestlich der Chärpfbrugg zieht ein Band aus mehreren Dolinen in einer Länge von ca. 250 m talaufwärts. Hier liegen zum Teil kreisrunde Trichter in der Lokalmoräne vor. Die Anordnung der Dolinen und der nahe aufgeschlossene Lochsitzen-Kalk weisen darauf hin, dass es sich dabei um durch Lösungsprozesse im darunterliegenden Gestein verursachte Senken handeln muss.

TEKTONIK

Einführung

Das Helvetikum wird tektonisch unterteilt in ein Unterhelvetikum unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung und ein Oberhelvetikum oberhalb der Glarner Hauptüberschiebung. Das Unterhelvetikum entspricht hier dem Infrahelvetikum (MILNES & PFIFFNER 1977), das Oberhelvetikum den helvetischen Decken (z.B. TRÜMPY 1969, MILNES & PFIFFNER 1977). Die fazielle Begriffe nord-, süd- und ultrahelvetisch werden nur im paläogeographischen Sinne des Ablagerungsraums benutzt. Die unterschiedlichen tektonischen Einteilungen des Helvetikums gibt Figur (Fig. 24) in einer tabellarischen Übersicht wieder.

Unterhelvetikum

Von unten nach oben wird das Unterhelvetikum des Kartengebiets wie folgt tektonisch gegliedert (Taf. II):

- Die nordhelvetische Sedimentbedeckung des *Aar-Massivs* umfasst:
Die parautochthone Sedimentbedeckung mit der eozänen Stad-Formation der Wichlenalp und
die allochthone Sedimentbedeckung mit dem Nordhelvetischen Flysch der Hausstock-Decke und der Vorstegstock-Decke sowie der Leiterberg-Schuppe und der Chüebled-Schuppe mit den späteozänen bis frühholigozänen Flyschablagerungen der Taveyannaz-, Elm- und Matt-Formation.
- Die südhelvetische *Blattengrat-Decke* mit den spätkretazischen bis eozänen Sedimenten der Amden-Formation, Wang-Formation, Euthal- und Bürgen-Formation und der Stad-Formation.
- Die ultrahelvetische *Sardona-Decke* mit spätkretazischen bis eozänen Schelf- und Flyschsedimenten der Seewen-Formation und der Martinsmad-Formation.
- Die im Vorab-Komplex zusammengefassten Schuppen, bestehend aus allochthoner nordhelvetischer Sedimentbedeckung des Aar-Massivs (spätjurassische bis frühholigozäne Schelf- und Flyschsedimente der Quinten-Formation bis Taveyannaz-Formation) und der vor der Bildung der Schuppen darauf überschobenen südhelvetischen Blattengrat-Decke und ultrahelvetischen Sardona-Decke.
- Das *Schabell-Melange* unterhalb der Hauptüberschiebung als tektonisches Melange, das alle vorherigen tektonischen Einheiten diskordant abschneidet

| Atlasblatt Elm | | HANTKE et al. (2019) Atlasblatt Linthal | MILNES & PRIFNER (1977) | TRUMPY (1969) | |
|---|--------------------------|--|--|-----------------------------------|--|
| Oberhelvetikum <i>Glerner Hauptüberschiebung</i> | | Oberhelvetikum | Helvetische Decken | Helvetische Decken | |
| Unterhelvetikum | Tschingelhörner-Schuppen | Unterhelvet. Fiseten-Orthalden-Schuppen | Infrahelvetikum Exotische Einheiten | Allochthones Infrahelvetikum | Subhelvetische Schuppen (inkl. Griesstock-Decke) |
| | Schabell-Melange | Schabell-Melange | | Sardona-Decke | Sardona-Decke |
| | SD | Sardona-Decke | | Blattengrat-Decke | Blattengrat-Decke |
| | BD | Blattengrat-Decke | | Oligozäne Divertikel | Blattengrat-Decke |
| | SAM | Unterhelvetikum SAM | | Sedimentbedeckung des Aar-Massivs | Sedimentbedeckung des Aar-Massivs |

Fig. 24: Tektonische Gliederung des Helvetikums nach verschiedenen Autoren. SD = Sardona-Decke, BD = Blattengrat-Decke, SAM = Sedimentbedeckung des Aar-Massivs.

und grösstenteils aus zerscherter Blattengrat- und Sardona-Decke, aber auch aus Teilen der Sedimentbedeckung des Aar-Massivs besteht.

- Die auf dem Schabell-Melange liegenden allochthonen *Tschingelhörner-Schuppen* mit den mesozoisch-känozoischen Sedimenten des Aar-Massivs (Helvetischer Kieselkalk bis Bürgen-Formation).
- Der *Lochsiten-Kalk* der Glerner Hauptüberschiebung.

Oberhelvetikum

Das Oberhelvetikum setzt sich im Kartengebiet zusammen aus dem Glerner Deckenkomplex und der Axen-Decke.

- Die Unterteilung des *Glerner Deckenkomplexes* in Glerner und Mürtchen-Decke, wie sie im Gebiet des Atlasblatts Linthal teilweise vorgenommen wurde (HANTKE et al. 2019), lässt sich im Kartengebiet nicht durchführen. Der Glerner Deckenkomplex besteht im Kartengebiet aus Gesteinen der permischen Verrucano-Gruppe, der triassischen Mels-, Röti- und Quarten-Formation und der frühjurassischen Prodkamm-Formation.
- Die auf dem Glerner Deckenkomplex überschobene *Axen-Decke* umfasst im Kartengebiet nur kleine Relikte mit Gesteinen des Frühen und Mittleren Juras (Prodkamm-Formation bis Bommerstein-Formation).

Begriffsdefinitionen

Parautochthone Einheiten, allochthone Einheiten

Wir folgen in den vorliegenden Erläuterungen der Definition von PFIFFNER (1978) und betrachten alle tektonischen Einheiten, die weniger als 5 km transportiert wurden, als parautochthon und alle tektonischen Einheiten, die mehr als 5 km transportiert wurden, als allochthon. Damit gelten alle tektonischen Einheiten des Kartengebiets, mit Ausnahme der parautochthonen Sedimente der Stad-Formation, die im kleinen tektonischen Fenster der Wichlenalp zutage treten, als allochthon.

Decken, Schuppen

Die im Kartengebiet verwendeten Begriffe für die zahlreichen tektonischen Einheiten sind sehr vielfältig und teilweise verwirrend. So existieren in der Literatur Schuppen, Scherben, Decken, Kleindecken, Lappen und Schollen, meist ohne klare Definition (z.B. STAUB 1954, SIEGENTHALER 1974). Der Einfachheit halber werden im Folgenden nur die Begriffe Schuppe und Decke verwendet: Schuppen sind dabei über weniger, Decken über mehr als 5 km verschoben. Damit gibt es folgende Decken im Gebiet von Blatt Elm: Hausstock-Decke, Vorstegstock-Decke, Blattengrat-Decke, Sardona-Decke, Glarner Deckenkomplex und Axen-Decke.

Die Tschep-Decke und die Calanda-Decke aus der Literatur (z.B. PFIFFNER 1978) mit Überschiebungsbeträgen von jeweils etwa 1 km werden hier konsequenterweise als Schuppen betrachtet: Tschep-Schuppe und Calanda-Schuppe. Sie sind Teil des entlang der Vorab-Überschiebung überschobenen allochthonen Vorab-Komplexes.

Bei den beiden Schuppen handelt es sich zwar um grosse «Lappen», doch ist ihr Versatz relativ gering (höchstens 1–2 km) und bewegt sich nicht oder nur wenig über den Rampenbereich des Liegenden hinweg; es gibt also keine Überschiebung im Flachbahnbereich. PFIFFNER (1977, 1978) sprach von «Kleindecken». Diesbezüglich ist zu beachten, dass beispielsweise die einzelnen Schuppen des Gonzen-Walenstadt-Schuppenkomplexes (früher: Axen-Decke, vgl. TRÜMPY 1969, Taf. I) etwa dieselben Abmessungen und Überschiebungsbeträge zeigen wie die Tschep- und Calanda-Schuppe.

Überschiebungen, Aufschiebungen

Der Gesteinsverband ist im Kartengebiet von zahlreichen, meist mehr oder weniger nach Süd oder Südost einfallenden Überschiebungen und Aufschiebungen durchschnitten. Da der Gesteinsverband im gesamten Kartengebiet anschliessend um mindestens 15° (RAHN & GRASEMANN 1999) oder gar bis etwa 30° (vgl. HERWEGH et al. 2020) gegen Norden gekippt wurde, fielen die Über- und Aufschiebungen um mindestens 15–30° steiler nach Süden ein als sie gebildet wurden.

Da die übliche Einteilung in Überschiebung (flacher als 45°) und Aufschiebung (steiler als 45°) somit nicht mehr klar durchgeführt werden kann und sowohl die Auf- als auch die Überschiebungen oft nachträglich verfaltet wurden, werden im vorliegenden Text alle Auf- und Überschiebungen, die steiler durch die verschiedenen Decken schneiden, Aufschiebungen genannt. Es sind dies ausnahmslos die basalen Aufschiebungen von Schuppen; somit haben diese Aufschiebungen auch weniger als 5 km Versatz. Alle Decken im Kartengebiet haben eine Überschiebung an der Basis: die Hausstock-Überschiebung, die Vorstegstock-Überschiebung, die Blattengrat-Überschiebung, die Sardona-Überschiebung, die Glarner Hauptüberschiebung und die Axen-Überschiebung. Schuppen haben somit stets eine Aufschiebung an der Basis, selbst wenn diese bei der Bildung flacher als 45° einfielen.

Synklinalen und Antiklinalen

Bei einer Synklinale liegen die jüngsten, bei einer Antiklinale die ältesten Gesteine im Kern. Im Fall eines verfalteten Deckenstapels mit einer normal liegenden oberen Decke aus älteren Gesteinen und einer normal liegenden unteren Decke aus jüngeren Gesteinen müsste streng genommen von Syn- bzw. Antiformen gesprochen werden oder, neutraler, von Falten. In diesen Erläuterungen wird in diesem Fall aber weiterhin von Antiklinale und Synklinale gesprochen, auch wenn die obere Decke überkippt liegt.

Komplexe

Der Begriff Komplex wird in diesen Erläuterungen im tektonischen Sinne als eine von Überschiebungen begrenzte Sammlung von mehreren Schuppen oder Decken verwendet (vgl. Fig. 25). Im Gebiet von Blatt Elm werden vier Komplexe unterschieden:

- Im *Sernftal-Komplex* werden alle Decken und Schuppen unterhalb der Rietboden-Überschiebung zusammengefasst, d.h. das Parautochthon der Wichlenalp, die Hausstock-Decke und die Vorstegstock-Decke sowie diejenigen Schuppen der Blattengrat- und der Sardona-Decke, die ebenfalls unter der Rietboden-Überschiebung liegen.
- Der *Rietboden-Komplex* beinhaltet alle Schuppen der Blattengrat-Decke und der Sardona-Decke, die zwischen der Rietboden-Überschiebung im Liegenden und der Vorab-Überschiebung im Hangenden liegen.
- Der *Vorab-Komplex* umfasst alle Schuppen zwischen Vorab-Überschiebung im Liegenden und Segnas-Überschiebung im Hangenden: die Tschep-Schuppe, die Obere- und Untere Mirutta-Schuppe, die Calanda-Schuppe, die Obere- und Untere Orglen-Schuppe, die Marchegghorn-Schuppe, die Muotalsattel-Schuppe und die Heidel-Schuppe. Diese Schuppen bestehen aus Teilen der

| Komplex | Interne Gliederung | Zugehörige tektonische Einheiten | |
|-------------------------------------|---|--|---|
| <i>← Glarner Hauptüberschiebung</i> | | | |
| Segnas-Komplex | Oberer Lochsiten-Kalk Unterer Lochsiten-Kalk | Lochsiten-Kalk | |
| | | Tschingelhörner-Schuppen | |
| | Segnas-Melange Nägelistock-Melange | Schabell-Melange | |
| <i>← Segnas-Überschiebung</i> | | | |
| Vorab-Komplex | Tschep-Schuppe Obere Mirutta-Schuppe | Allochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs | |
| | Untere Mirutta-Schuppe Calanda-Schuppe | Allochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs, Blattengrat-Decke, Sardona-Decke | |
| | Obere Orglen-Schuppe Untere Orglen-Schuppe | Sardona-Decke | |
| | Marcheggorn-Schuppe Muotatalsattel-Schuppe Heidel-Schuppe | Blattengrat-Decke, Sardona-Decke | |
| <i>← Vorab-Überschiebung</i> | | | |
| Rietboden-Komplex | Prägel-Schuppe | Sardona-Decke | |
| | Rietboden-Schuppe | Blattengrat-Decke | |
| <i>← Rietboden-Überschiebung</i> | | | |
| Sernftal-Komplex | Kern der Chrauchtal-Synklinale | | Sardona-Decke |
| | Obere und Untere Plattenbergwand-Schuppe Chalberboden-Schuppe Obere Windegg-Schuppe / Alpelichopf-Schuppe Untere Windegg-Schuppe / Märenegg-Schuppe Gamperdun-Unterstaffel-Schuppe Äschenrus-Schuppe | Gamperdun- Schuppen- komplex | Blattengrat-Decke |
| | Chüebad-Schuppe Leiterberg-Schuppe Vorstegstock-Decke Hausstock-Decke | | Allochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs |
| | Fenster der Wichlenalp (Stad-Formation) | | Paraautochthone |

Fig. 25: Übersicht des Sernftal-, Rietboden- und Vorab-Komplexes samt ihrer zugehörigen tektonischen Einheiten im Kartengebiet.

Sedimentbedeckung des Aar-Massivs, der Blattengrat-Decke und der Sardona-Decke (vgl. Taf. II).

- Der *Segnas-Komplex* beinhaltet alle Teile des Schabell-Melanges, der Tschingelhörner-Schuppen und des Lochsiten-Kalks direkt unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung.

Auch die Blattengrat-Decke und Sardona-Decke lassen sich infolge der späteren Verschuppung als Blattengrat-Komplex (vgl. LEUPOLD 1942) und Sardona-Komplex darstellen. Der komplizierte Umstand, dass die beiden Decken bzw. Komplexe zudem im Vorab-Komplex vorkommen, würde aber zu unnötiger Verwirrung führen, weswegen hier nur von Blattengrat- und Sardona-Decke gesprochen wird.

Orientierung von Flächen und Linien

Für Angabe der Orientierung von Flächen (Schieferung, Aufschiebungen) und Linien (Faltenachsen, δ -Lineationen, Streckungslineationen) wird die Clar-Schreibweise benutzt. Für Flächen: Fallrichtung/Fallwinkel (z.B. 123/45), für Linien: Fallrichtung-Fallwinkel (z.B. 123-45).

UNTERHELVETIKUM

Das Unterhelvetikum des Kartengebiets besteht aus nordhelvetischen Ablagerungen (Sedimentbedeckung des Aar-Massivs und Nordhelvetischer Flysch), die in einer frühen Phase durch die südhelvetische Blattengrat-Decke und die ultrahelvetische Sardona-Decke überschoben wurden. Der so aufeinandergeschobene Deckenstapel wurde danach verfaltet, verschuppt und anschliessend durch zwei relativ flache Überschiebungen durchschnitten: die *Rietboden-Überschiebung* und die *Vorab-Überschiebung*. Im Anschluss daran fand erneut Faltung und Verschuppung statt, und die helvetische Hauptüberschiebung wurde gebildet. Während der ersten Phase der Überschiebung entstand ein tektonisches Melange (Schabell-Melange) unterhalb der überschiebenden helvetischen Decke. Das tektonische Melange besteht aus Teilen des Liegenden (v.a. Blattengrat- und Sardona-Decke sowie nordhelvetischer Flysch). In einem späteren Stadium der Überschiebung gerieten frontale nordhelvetische Partien der überschiebenden helvetischen Decke unter die Hauptüberschiebung als Reste zurück. Es sind dies die auf dem Schabell-Melange liegenden Tschingelhörner-Schuppen.

Die Beschreibung der Tektonik des Unterhelvetikums erfolgt anhand der Gliederung in vier Komplexe von unten nach oben (Taf. II, Fig. 26): der Sernftal-Komplex, der Rietboden-Komplex, der Vorab-Komplex und der Segnas-Komplex.

Es ist zu beachten, dass die Sedimentbedeckung des Aar-Massivs (inkl. Nordhelvetischer Flysch), die Blattengrat-Decke und die Sardona-Decke in den ver-

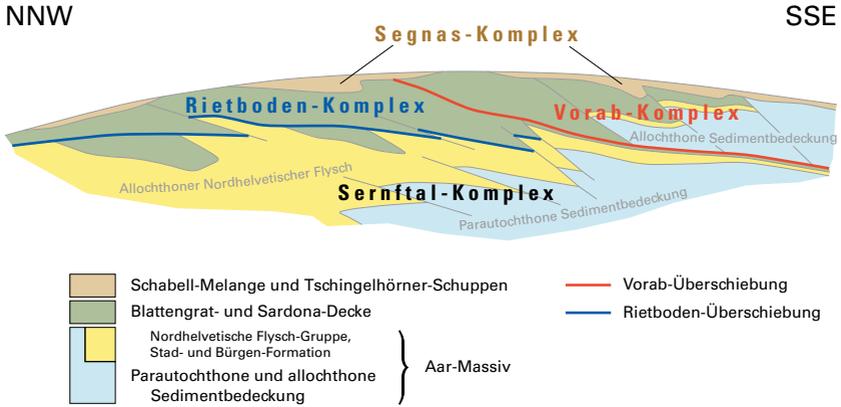


Fig. 26: Schematisches Profil des Sernftal-, Rietboden-, Vorab- und Segnas-Komplexes unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung mit ihren jeweiligen Zusammensetzungen.

schiedenen Komplexen vorkommen und dass die tektonische Beschreibung im Folgenden deshalb anhand der Komplexe vorgenommen wird.

Sernftal-Komplex

Der Sernftal-Komplex bildet das tiefste tektonische Strukturelement im Kartengebiet. Er wird an der Oberseite durch die Rietboden-Überschiebung begrenzt. Die Unterseite des Komplexes ist nicht aufgeschlossen und nicht definiert. Es treten von unten nach oben folgende Einheiten auf: die parautochthone nordhelvetische Sedimentbedeckung des Aar-Massivs der Wichlenalp, die Hausstock-Decke, die Vorstegstock-Decke, die Leiterberg-Schuppe und die Chüebled-Schuppe des Nordhelvetischen Flyschs sowie Teile der Blattengrat-Decke und der Sardona-Decke.

Parautochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs

Die autochthone nordhelvetische Sedimentbedeckung des Aar-Massivs tritt im Kartengebiet Elm nicht in Erscheinung; die nächstgelegenen Aufschlüsse finden sich etwa 10km WSW der Wichlenalp rund um den Limmerensee (Bl. Tödi). Hier sind auch die darin wurzelnden parautochthonen Schuppen des Kistenpasses

gut aufgeschlossen, darunter die Cavorgia-Schuppe, die Gavirolas-Schuppe¹ sowie die nördlich daran angrenzenden Muttewändli- und Torchopf-Schuppe (TRÜMPY 1944, STYGER 1961). Sie bilden dort die parautochthone nordhelvetische Sedimentbedeckung des Aar-Massivs mit Aufschiebungsbeträgen in der Grössenordnung von 1 km. Bei der Jetzalp-Antiklinale im Jetzloch, etwa 1 km südlich der Wichlenalp (Blatt Flims; s. Taf. I, Profil 1), handelt es sich um die Stirnfalte der Gavirolas-Schuppe (TRÜMPY 1944, WEGMANN 1961, STYGER 1961) oder der Cavorgia-Schuppe. In der Hinter Sulz, ca. 3–4 km westlich der Wichlenalp (Blatt Tödi, Blatt Linthal), treten im Kern der Erbsenstock-Antiklinale Gesteine der Öhrli-, Bürgen- und Stad-Formation der Torchopf-Schuppe zutage (STYGER 1961). Die Aufschiebung an der Basis der Torchopf-Schuppe kann mit der Erbsenstock-Aufschiebung korreliert werden. Der schiefrige Mergel der Stad-Formation der Wichlenalp gehört demnach zur Torchopf-Schuppe. Unter der Erbsenstock-Aufschiebung wäre die Abfolge der von STYGER (1961) beschriebenen Limmeren-Schuppen (obere und untere Baumgarten-Schuppe) zu erwarten, bevor erst in ca. 1–1,5 km Tiefe die autochthone Sedimentabfolge des Aar-Massivs erreicht würde (vgl. STYGER 1961, Taf. I, Profile 2, 3).

Allochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs

Die allochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs des Sernftal-Komplexes wird von unten nach oben durch die Hausstock-Decke, Vorstegstock-Decke, Leiterberg-Schuppe und Chüebled-Schuppe gebildet.

Hausstock-Decke, Vorstegstock-Decke

Die Hausstock-Decke und, auf ihrem Rücken, die Vorstegstock-Decke bilden die allochthone nordhelvetische Sedimentbedeckung des Aar-Massivs des Sernftal-Komplexes. Sie bestehen aus Ablagerungen der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe (Taveyannaz-, Elm- und Matt-Formation) und wenigen Resten der Stad-Formation an der Basis der Vorstegstock-Decke (Taf. I, Profile 1, 2). Die Hausstock-Decke und die Vorstegstock-Decke wurden nach ihrer Bildung zusammen in NNW- bis WNW-vergente überkippte Falten gelegt und von SSE- bis ESE-einfallenden Aufschiebungen durchschnitten.

Auf schiefrigem Mergel der Stad-Formation liegt in der Wichlenalp Sandstein der Elm-Formation der Hausstock-Decke. Obwohl der Kontakt auch stratigraphischer Natur sein könnte, handelt es sich wahrscheinlich um eine Überschiebung, wie es STYGER (1961) und SIEGENTHALER (1974) weiter westlich und südlich zeigen konnten und wie auch OBERHOLZER (1933) annahm. Im Schächental ist der Nordhelvetische Flysch von seiner Unterlage abgeschert (HANTKE & BRÜCKNER 2011). BRÜCKNER (1943) argumentierte, dass Teile des Flyschs sogar eine

¹ Die Cavorgia-Schuppe und die Gavirolas-Schuppe entsprechen der Unteren und der Oberen Kistenpass-Schuppe von STYGER (1961).

südhelvetische Herkunft haben könnten. Der Aufschluss an der Wichlenalp ist klein, und im Feld konnten keine schlüssigen Argumente für oder gegen eine Überschiebung der Sandsteinabfolge der Elm-Formation über den schiefrigen Mergel der Stad-Formation gefunden werden. Auch wenn sich dort gelegentlich Stellen mit einer erhöhten Aderdichte erkennen lassen, findet man solche Stellen auch andernorts im Nordhelvetischen Flysch, wo keine Überschiebung zu erwarten wäre. Im Jetzloch, etwa 1–2 km südlich des Kartengebiets, ist aber am Wichlenberg (2778 m) und seinem östlichen Vorgipfel (2722 m) deutlich zu erkennen, dass die Hausstock-Decke die Taveyannaz-Formation (Panixerpass-Platte der Cavorgia-Schuppe, WEGMANN 1961; Taf. I, Profil 2) und den darunterliegenden Mergel der Stad-Formation abschneidet (Taf. I, Profil 1). Auf ca. 2570 m ü. M. in der Nordostwand des Wichlenberg-Vorgipfels zwischen Ober-Chämmler und Chalchorn (bei Koord. 2726.765/1192.580) stösst die Untergrenze der Taveyannaz-Formation der Panixerpass-Platte auf die daraufliegende Elm-Formation der Hausstock-Decke, wie es im ganzen Gebiet südlich des Hausstocks und des Ruchi zu sehen ist, und was auch STYGER (1961) und SIEGENTHALER (1974) als Überschiebung von Hausstock-Decke über die Panixerpass-Platte deuten. Es liegt daher nahe, dass auch in der Wichlenalp die Elm-Formation auf die Stad-Formation überschoben ist und dass tatsächlich von einer Hausstock-Decke gesprochen werden sollte. Der genaue Überschiebungsbetrag der Hausstock-Decke bleibt aber unbekannt, da weder die Vorderseite der Hausstock-Decke noch die Rückseite der Panixerpass-Platte in der Gegend aufgeschlossen sind. Im Gebiet von Blatt Tödi liegt die Front der Hausstock-Decke zwischen Tor (2059 m) und Ruchi (2850 m) und müsste von weiter südlich der südlichsten Aufschlüsse der Panixerpass-Platte herkommen, also südlich von Pkt. 2780 m der Muttenberge, was etwa 5 km entspräche, aber auch deutlich mehr betragen könnte.

Die etwa 400 m mächtige Abfolge von Sandsteinbänken und schiefrigen Tonsteinlagen der Elm-Formation der Hausstock-Decke («Plattenbergmasse», WEGMANN 1961) lässt sich von der Rütersegg an der Wichlenalp ostwärts entlang der Südseite des Elmer Hinterlands bis ins Ramintal und nordwärts entlang der Ostseite des Sernftals von Chnollen bis Stuelegghorn verfolgen. Das Liegende der Hausstock-Decke ist hier nicht mehr aufgeschlossen. Auf die Elm-Formation ist überall schiefriger Mergel der Blattengrat-Decke überschoben.

Westlich und nördlich der Wichlenmatt ist dagegen Sandstein der Taveyannaz-Formation der Vorstegstock-Decke auf die Elm-Formation der Hausstock-Decke überschoben. Dass es sich hier um eine überschobene Decke handelt und nicht um eine stratigraphische Abfolge, zeigen Vorkommen von Stad-Formation unterhalb der Taveyannaz-Formation am Erbsbach bei Chnellis (bei Koord. 2728.195/ 1196.230), im Gasichlebach auf etwa 1550 m ü. M. (2727.155/1195.150; STYGER 1961, S. 89), am Hüenderegg (2724.650/1193.960) gerade südwestlich ausserhalb des Kartengebiets (Bl. Tödi) und weiter westlich im Gebiet der Blätter Tödi und Linthal (STYGER 1961, HANTKE et al. 2019).

Ob es bei den genannten Vorkommen um Stad-Formation als stratigraphische Unterlage der Vorstegstock-Decke oder um Stad-Formation («Fleckenmergel») der Blattengrat-Decke handelt, kann nicht entschieden werden. Ist es Stad-Formation der Blattengrat-Decke, müsste sie, wie überall südlich und östlich der Wichlenmatt, auf die Hausstock-Decke überschoben worden sein. In diesem Fall läge die Vorstegstock-Decke über der Blattengrat-Decke, wobei die Vorstegstock-Überschiebung der Blattengrat-Überschiebung entspräche, da die Stad-Formation hier sehr dünn ist. (s. S. 122ff.).

Aufschiebungen, Falten

Bis an die *Tierbodenhorn-Aufschiebung* auf der Bischofalp liegt die Vorstegstock-Decke auf der Hausstock-Decke (Taf. II, 6). Weiter nördlich liegt bis an die Geisstalchöpf südwestlich von Matt wieder schiefrieger Mergel der Blattengrat-Decke auf Elm-Formation der Hausstock-Decke. Einzig im Westen des Elmer Hinterlands liegt die Vorstegstock-Decke auf der Hausstock-Decke. Im Osten hingegen liegt das so genannte Gamperdun-Schuppenpaket der Blattengrat-Decke (s. S.124) in etwa gleicher struktureller Position auf der Hausstock-Decke. Entsprechend muss die Vorstegstock-Decke östlich der Linie Obererbs-Tierbodenhorn auskeilen bzw. abgeschnitten sein, und umgekehrt muss westlich von Chnollen das Gamperdun-Schuppenpaket der Blattengrat-Decke auskeilen bzw. abgeschnitten sein. An ihrer Oberseite werden beide Decken durch die Rietboden-Überschiebung abgeschnitten (Taf. I, Profil 1). Da die Vorstegstock-Decke von südlich der Rotstock-Synklinale der Panixerpass-Platte kommen muss, hat sie einen Versatz von mindestens ca. 10 km.

Die beiden *Raminbach-Aufschiebungen* und die *Rohrberg-Synklinale* (sie entsprechen dem überkippten Schenkel der Mulde II', BISIG 1957, S. 20) entsprechen möglicherweise der Tierbodenhorn-Aufschiebung und der Leger-Synklinale am Erbser Stock (Taf. II, 4, 5, 22). Im Hang des Camperdunwalds fällt die Obergrenze der Elm-Formation um 200–250 m, ohne dass eine steile überkippte Schichtung zu erkennen ist. Auch sind die unteren Schuppen des Gamperdun-Schuppenpakets nicht eingefaltet. Daher lässt sich der Versatz der Elm-Formation hier eher durch Aufschiebungen erklären: die obere Raminbach-Aufschiebung entlang der Basis der Chalberboden-Schuppe, die untere Raminbach-Aufschiebung entlang der Basis der Oberen Windegg-Schuppe.

Der Sandstein und schiefrige Tonstein der Elm-Formation der Hausstock-Decke sind im Chrauchtal in der nordwestvergent überkippten *Stuelegghorn-Antiklinale* im Kilometermassstab verfaltet (Antiklinale II, BISIG 1957, S. 20; Taf. II, 18). Ihr langer, relativ flacher Normalschenkel reicht von etwa 1100 m ü. M. am Oberbönbühl im Ramintal bis auf 1859 m ü. M. am Stuelegghorn. Sie wird nur von der südostfallenden Schopfwand-Aufschiebung nördlich der Äschenchöpf unterbrochen und etwa 150 m aufgeschoben. Vom Stuelegghorn an steigt der steilere Verkehrtshenkel in mehreren kleineren parasitären Falten wieder hinunter bis 1100 m ü. M. in die *Chrauchtal-Synklinale* («Muldensack» bzw. Synklinale III', BISIG 1957, S. 20; Taf. II, 4–6 und 15–17) im Haggenwald. Die Faltenachse der Stuelegghorn-Antikline taucht östlich des Stuelegghorns mit etwa 10° nach ENE ab. Die Chrauchtal-Synklinale besteht aus einigen kleineren Falten, die am Osthang des Sernftals im Haggen- und Hahnenwald sowie am Westhang im Geisstal – aber nur mithilfe des Verlaufs der Blattengrat-Überschiebung – kartiert werden konnten (Osthang: Weissenberge-Synklinale, Bergersulz-Antiklinale, Haggenwald-Synklinale; Westhang: Wasenegg-Antiklinale, Geisstalchöpf-Synklinale und -Antiklina-

le, Holänder-Synklinale; Taf. II, 4–6, 15–17). Der Normalschenkel der Chrauchtal-Synklinale wird von der SSE-einfallenden Chrauchtal-Aufschiebung und von der südostfallenden Wissenberg-Aufschiebung geschnitten und etwa 500 m parallel zum Einfallen nordwärts geschoben (Taf. I, Profil 4). Nördlich der Wissenberg-Aufschiebung ist die Grenze zur Matt-Formation schwierig zu ziehen. Auch ist die Verknüpfung des Sandsteins und schiefrigen Tonsteins der Elm-Formation südlich und nördlich der Wissenberg-Aufschiebung unklar.

Es ist möglich, dass die Abfolge der Matt-Formation nicht stratigraphisch, sondern tektonisch, überschoben, auf der Elm-Formation liegt (vgl. Diskussion in SIEGENTHALER 1974, S. 57f.) und Teil der Vorstegstock-Decke ist. Die Vorstegstock-Überschiebung würde in diesem Fall parallel zur Basis der Matt-Formation verlaufen, wäre mit der Stuelegghorn-Antikline umgebogen und würde der Blattengrat-Überschiebung entsprechen.

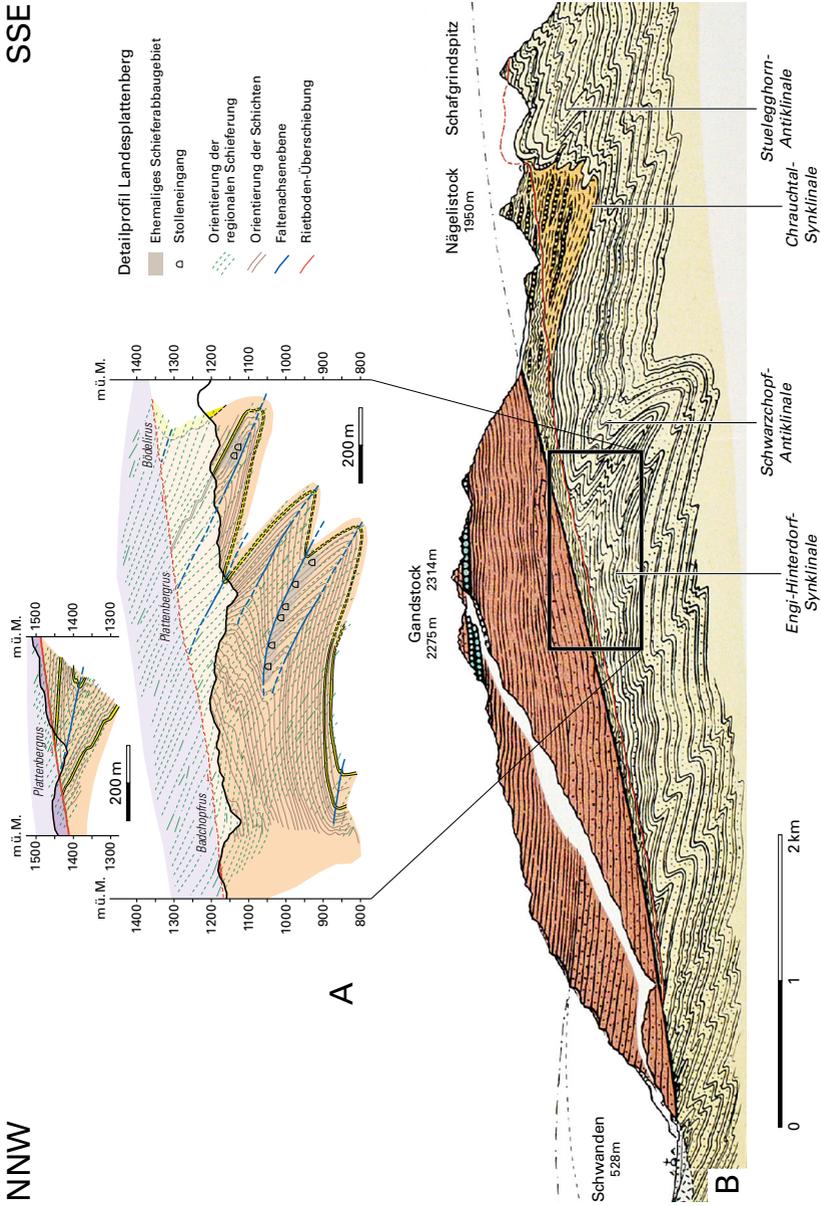
Da sie schief zur Längsrichtung des Tals streichen, scheinen die Strukturen in der Matt-Formation beiderseits des Sernftals zwischen Matt und Engi auf den ersten Blick nicht aneinander zu passen (vgl. SIEGENTHALER 1974, Fig. 2, 3). Schief passen sie jedoch sehr wohl aneinander. Die Gesteine sind durch die *Engi-Hinterdorf-Synklinale* (Taf. II, 1) verfaultet, eine west- bis nordwestvergente Synklinale mit überkipptem Hangendschenkel im Matt-Sandstein und mit Engi-Dachschiefer im Kern, die in mehrere west- bis nordwestvergente enge überkippte Falten gelegt ist (Fig. 27). Die rechte Talseite besteht ganz aus verkehrt liegendem Engi-Dachschiefer und Matt-Sandstein (Taf. I, Profil 3; SIEGENTHALER 1974, Fig. 3). Am Südende dieses Verkehrtchenkels, etwa ab dem stillgelegten Steinbruch von Matt, erfolgt die Umbiegung zu steilerem Einfallen der Schichten. An der linken Talseite ist der entsprechende Verkehrtchenkel im unteren Teil des Boligenwalds aufgeschlossen, während der obere Teil des Boligenwalds den Normalschenkel der Schwarzhopf-Antiklinale darstellt. Die flach südostfallende Faltenachsebene wird in der Plattenberggrus von der flach nordwestfallenden Rietboden-Überschiebung abgeschnitten. Die Schwarzhopf-Antiklinale ist an der rechten Talseite nicht vorhanden, da sie durch die Wissenberg-Aufschiebung abgeschnitten wurde. Die von GASSER (2006) im Masstab 1:10 000 kartierten, von der Rietboden-Überschiebung an der Oberseite abgeschnittenen engen Syn- und Antiklinalen des Landesplattenbergs liegen im Kern der Engi-Hinterdorf-Synklinale. Von Mattlaur nordwärts bis ins untere Mühlbachtal ist der Normalschenkel aufgeschlossen. Im Kern der Engi-Hinterdorf-Synklinale liegt nordöstlich von Engi schiefriger Mergel der Stad-Formation der Blattengrat-Decke (s. u.).

Leiterberg-Schuppe, Chüebled-Schuppe

Am Leiterberg auf ca. 2450 m ü. M. zieht die *Leiterberg-Schuppe* (SIEGENTHALER (1974, Fig. 2, S. 17, HANTKE et al. 2019) ins Kartengebiet, wo sie jedoch meist von Schutt bedeckt ist. Direkt westlich der Kartengebietsgrenze zu Blatt

NNW

SSE



Linthal liegt sie etwa horizontal und überkippt auf dem ebenfalls ungefähr horizontal liegenden Verkehrtshenkel der *Leiterberg-Synklinale* (Taf. II, 14) der Vorstegstock-Decke. Dass die Leiterberg-Schuppe und die Vorstegstock-Decke durch eine Überschiebung getrennt sind, ist im Feld nicht zu erkennen. Beide liegen überkippt, bestehen aus Taveyannaz-Sandstein mit schiefrigen Tonsteinlagen, ihre Schichtung liegt parallel und die Schieferung schneidet durch den Kontakt. An der (topographischen) Oberseite wird die Leiterberg-Schuppe gerade auf der Kartengrenze zu Blatt Linthal von der Rietboden-Überschiebung diskordant abgeschnitten. Entlang der Rietboden-Überschiebung ist schiefriger Mergel der Stad-Formation der Blattengrat-Decke überschoben. Weiter östlich wurde die Leiterberg-Schuppe wahrscheinlich ganz von der Rietboden-Überschiebung abgeschnitten, weswegen sie in Tafel I (Profil 1) nicht mehr dargestellt wurde. Die Leiterberg-Schuppe liegt grösstenteils im Gebiet von Atlasblatt Linthal, ihre tektonischen Aspekte werden in STYGER (1961) und SIEGENTHALER (1974, S. 21f.) diskutiert. Letzterer nimmt an, dass die Leiterberg-Schuppe in der südlichen Verlängerung der Vorstegstock-Decke lag.

Bei der *Chüebled-Schuppe* handelt es sich um den «verschürften» Taveyannaz-Sandstein von STYGER (1961) und SIEGENTHALER (1974, Fig. 1, S. 13, 22). Die Schuppe, mit sehr komplizierter Internstruktur, liegt flach auf dem tonsteinreichen Teil der Vorstegstock-Decke. Geometrisch könnte sie auch ein Teil des Schabell-Melanges sein und auf der Rietboden-Überschiebung liegen. In ihrer frontalen Partie an den Stockplanggen besteht ein Teil der Chüebled-Schuppe aus schiefrigem Mergel der Stad-Formation (SIEGENTHALER 1974), wobei unklar ist, ob dieser schiefrige Mergel die stratigraphische Unterlage der Taveyannaz-Formation bildet, oder – unter Annahme, dass die Chüebled-Schuppe auf der Rietboden-Überschiebung liegt – ob er zur Blattengrat-Decke gehört, wie jener der Rietboden-Schuppe und jener, der auf der Leiterberg-Schuppe liegt. SIEGENTHALER (1974) setzt den Taveyannaz-Sandstein der Chüebled-Schuppe aufgrund der Mächtigkeit und der petrographischen Zusammensetzung an das Südende der Leiterberg-Schuppe.

Fig. 27: Profilschnitt durch den Nordhelvetischen Flysch im Bereich des Landesplattenbergs Engi (A; GASSER & DEN BROK 2008, Fig. 3b [gespiegelt dargestellt]) und dessen Position im leicht angepassten Profil von OBERHOLZER (1933, Taf. 3, Profil 9; B). Im Profil (A) sind die Eingänge des Landesplattenbergs und die Schieferungen angegeben, woraus hervorgeht, dass die Schieferung meist parallel zu den überkippten Schenkeln der Falten steht (weswegen es auch in den überkippten Schenkeln den abbauwürdigen Dachschiefer gibt) und dass die Schieferung durch die Rietboden-Überschiebung (rot) schneidet – ein Umstand, den bereits OBERHOLZER (1933) erkannt und dargestellt hat.

Blattengrat-Decke, Sardona-Decke

Die südhelvetische Blattengrat-Decke wurde entlang der *Blattengrat-Überschiebung* auf die Gesteine der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe überschoben. Für diese wichtige Überschiebung gibt es im Feld jedoch keine tektonischen Hinweise, d.h. weder durch einen Mylonit, Slickensides, das vermehrte Auftreten von Adern, Schleppung oder Lineationen. Die Überschiebung erklärt sich einzig aus der Analyse der Mikrofauna (LEUPOLD 1937, 1942): spätkretazischer oder eozäner Mergel ist auf frühligozänen schiefrigen Tonstein überschoben. Die Schieferung S1 schneidet durch die Überschiebung. Aus diesen Gründen wurden Blattengrat- und Sardona-Decke früher auch als «frühabgeglittene Divertikel» angesprochen (z.B. TRÜMPY 1969), als inkompetente Gesteinseinheiten, die durch Schwerkraft angetrieben «lawinenartig» auf das Vorland glitten. Die Abwesenheit von Hard-Rock-Deformationsstrukturen könnte demnach eine Folge von Soft-Sediment-Deformation sein. Von solchen Strukturen ist im Feld aber nichts zu sehen, und die Blattengrat-Überschiebung scheint durch die Stratigraphie hochzuschneiden, was auch gegen einen rein gravitativen Gleitvorgang spricht. Vielleicht fand die Überschiebung während einer Particulate-Flow-Phase statt (z.B. DIELFORDER et al. 2015, 2016). Leider haben die Metamorphose und die Foliation alle Überschiebungsstrukturen überprägt. Für ALB. HEIM (1891), OBERHOLZER & ALB. HEIM (1910) und OBERHOLZER (1933) war es ein stratigraphischer Kontakt; Letzterer spricht daher von Blattengrat-*Schichten* und nicht von einer Blattengrat-Decke. Der Kontaktbereich¹ ist nur an wenigen Orten gut aufgeschlossen und zugänglich. OBERHOLZER (1933 S.426f.) beschreibt den Kontakt in der Sulzrus auf etwa 1300 m ü. M. (bei Koord. 2733.035/1199.545). In der Schmalenrus zwischen Unter und Ober Gufel ist der Kontakt zwischen 1400 und 1500 m ü. M. (etwa bei Koord. 2732.925/1199.880) ebenso aufgeschlossen wie südlich unterhalb des Stuelegg-horns zwischen 1700 und 1800 m ü. M. (etwa bei Koord. 2733.325/1201.000).

Die Blattengrat-Überschiebung schneidet schief durch die Abfolge der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe. Im Hintertal liegt schiefriger Mergel der Stad-Formation der Blattengrat-Decke auf schiefrigem Tonstein der Elm-Formation, weiter nördlich, in der Chrauchtal-Synklinale, auf Matt-Sandstein (älterer Anteil der Matt-Formation) und nördlich davon, in der Engi-Hinterdorf-Synklinale, auf Engi-Dachschiefer (jüngerer Anteil der Matt-Formation). Die Blattengrat-Überschiebung schneidet also gegen Norden aufwärts durch die stratigraphische Abfolge (SIEGENTHALER 1974, Abb. 2, LIHOU 1996b). Dabei schneidet sie zunächst etwa parallel zur Schichtung der Elm-Formation, um am Matt-Sandstein aufzu-

¹ Die Blattengrat-Überschiebung ist im Süden, im Il-Vonn-Gebiet (Koord. 2735.800/1194.115) und in der Obermaad (2733.775/1194.305) im Vorab-Komplex gut aufgeschlossen. Es ist allerdings unklar, in welchem Ausmass die spätere Aufschiebung den Kontakt beeinträchtigt hat.

steigen und die Schichten diskordant zu schneiden. Dies lässt sich als eine Rampe in der Überschiebung interpretieren, die sich im kompetenten Matt-Sandstein befindet. Gegen Süden wird die Blattengrat-Überschiebung an der südeinfallenden Jetzalp-Aufschiebung abgeschnitten (s. Taf. I, Profil 1). Sie wurde durch die Jetzalp-Aufschiebung nach oben versetzt und dann durch die jüngere Vorab-Überschiebung abgeschnitten.

Der Überschiebungsbetrag entlang der Blattengrat-Überschiebung beträgt im Kartengebiet mindestens die Distanz vom Crap Tgietschen/Rotstock am Panixerpass bis Engi. Einschliesslich der Korrektur für die Faltung handelt es sich mindestens um 15 km. Der Wert sollte aber viel höher sein, da die Blattengrat-Decke von südlich der helvetischen Decken stammt, also mindestens etwa 50 km überschoben worden sein sollte. Paläogeographisch stammt die Blattengrat-Decke auf jeden Fall von südlich der Spätkreidevorkommen des Oberhelvetikums. Ein Grossteil des nordwärtigen Transports könnte auch auf dem Rücken der Hausstock-Decke stattgefunden haben, deren Versatzbetrag zwar unbekannt ist, den absoluten Versatz entlang der Blattengrat-Überschiebung jedoch erhöhen würde. Die Position der Front der Blattengrat-Decke ist nicht bekannt (vgl. PFIFFNER 2011, Abb. 8-1, 8-2). Aus dem etwa nordwestgerichteten Hinaufschneiden der Blattengrat-Überschiebung lässt sich eventuell eine Überschiebungsrichtung gegen Nordwesten ableiten. Der schiefrige Mergel der Stad-Formation der Blattengrat-Decke bei Herrenegg und in der Teufrus nordöstlich oberhalb von Engi liegt deutlich unterhalb des Matt-Sandsteins und ist im Mühlebachtal oben und unten vom Engi-Dachschiefer umgeben; er liegt dort im Kern der Engi-Hinterdorf-Synklinale.

Unterhalb der Rietboden-Überschiebung sind die Gesteine der Sardona-Decke nur in der *Chrauchtal-Synklinale* nordöstlich von Matt aufgeschlossen. An ihrer Oberseite ist die Synklinale von der Rietboden-Überschiebung diskordant abgeschnitten, was eine Aktivität der Überschiebung nach der Faltung impliziert (vgl. GASSER & DEN BROK 2008 im Plattenberggebiet bei Engi-Hinterdorf). Auf der westlichen Sernftalseite sind in der abgeschnittenen Synklinale nur Gesteine der Blattengrat-Decke vorhanden, auf der östlichen Talseite dagegen liegen Gesteine der Blattengrat-Decke und der Sardona-Decke. Die Faltenachse der Chrauchtal-Synklinale tauchte somit bereits nach ENE ab, als die Rietboden-Überschiebung sie diskordant durchschneidet. Die Chrauchtal-Synklinale besteht aus mehreren nordwestvergenten überkippten Falten (Taf. I, Profil 3), von Nord nach Süd, an der Ostseite des Sernftals: Weissenberge-Synklinale, Bergersulz-Antiklinale, und Hagenwald-Synklinale, an der Westseite: Wasenegg-Antiklinale, Geisstalchöpf-Synklinale und -Antiklinale, Holänder-Synklinale (Taf. II, 4-6, 15-17). Die Schichtung im Sardona-Quarzit der Sardona-Decke liegt in der Weissenberge-Synklinale subparallel zum Kontakt zur Blattengrat-Decke.

Die Basis der Blattengrat-Decke der Chrauchtal-Synklinale schneidet den Matt-Sandstein und die Elm-Formation diskordant ab. Es könnte sein, dass es auch hier im kompetenten Sandstein der Matt-Formation eine Rampe in der Blat-

tengrat-Überschiebung gibt. In einer späteren Phase fanden entlang der Wissenberg-Aufschiebung weitere Bewegungen statt.

Im Gamperdun-Schuppenpaket sind verschiedene Schuppen der Blattengrat-Decke wie in einer Duplexstruktur aufeinander geschoben. Im Profil am Fanenstock (BISIG 1957, Fig. 2, Taf. III) und, in südlicher Fortsetzung, in der Plattenbergwand, lassen sich von unten nach oben folgende Schuppen ausscheiden (Fig. 28; vgl. auch Fig. 31, Taf. I): Äschenrus-Schuppe, Gamperdun-Unterstafel-Schuppe, Untere Windegg-Schuppe (Märenegg-Schuppe), Obere Windegg-Schuppe (Alpelichopf-Schuppe), Chalberboden-Schuppe, Untere Plattenbergwand-Schuppe, Obere Plattenbergwand-Schuppe. Die unterste Äschenrus-Schuppe besteht nur aus der jüngsten Einheit der Blattengrat-Decke (Stad-Formation), während die höheren Schuppen stets mit der ältesten Einheit, der Amden-Formation, beginnen. Die Blattengrat-Überschiebung schneidet somit im Bereich der Äschenrus-Schuppe aufwärts durch die Blattengrat-Decke, so dass die Amden-Formation und die Euthal-/Bürgen-Formation dort abgeschnitten sind.

Zwischen den einzelnen dachziegelartig gestapelten Schuppen gibt es generell keinen schiefrigen Tonstein der Elm-Formation, sondern nur schiefrigen Mergel der Stad-, der Amden- und der Wang-Formation. Einzig zwischen der Chalberboden-Schuppe und der Unteren Plattenbergwand-Schuppe bei Unter Falzüber (bei Koord. 2734.300/1197.950) tritt in einem linsenförmigen Fenster schiefriger Tonstein und Sandstein der Elm-Formation auf. Auffallend ist, dass schiefriger Mergel der Stad-Formation in den höheren Schuppen nur sehr dünn ausgebildet ist; mächtige Mergelabfolgen befinden sich nur in der tiefsten Äschenrus-Schuppe und teilweise zuoberst in der Fanenstock-Schuppe (s. u.).

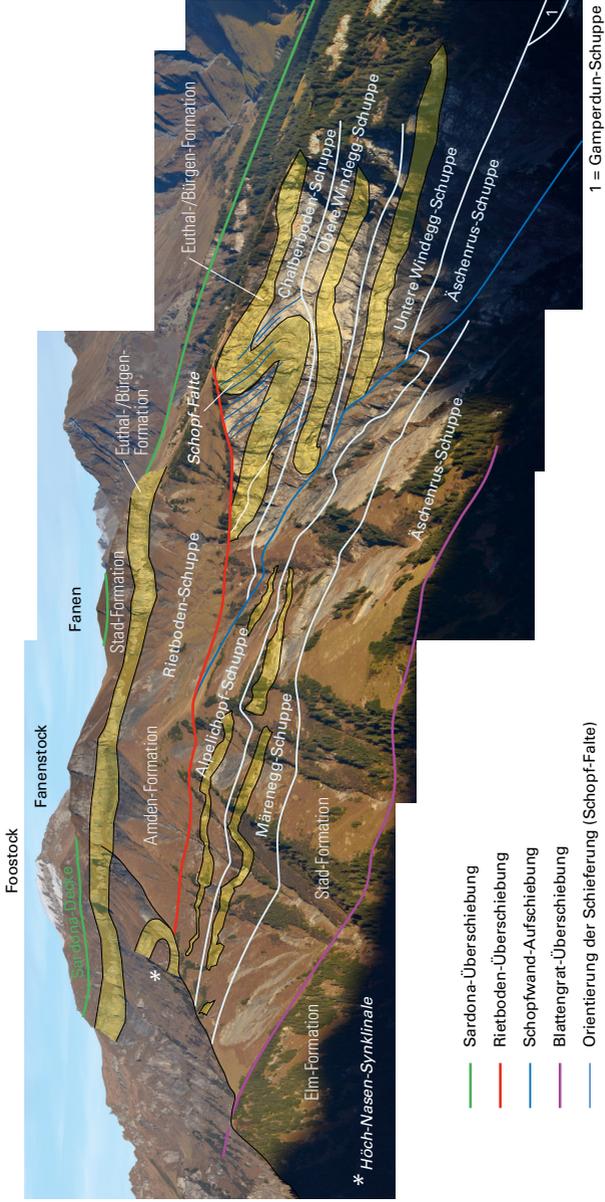
Über dem Gamperdun-Schuppenpaket liegt eine Schuppe, die BISIG (1957, S. 73ff.) Fanenstock-Schuppe nannte und deren basale Überschiebung hier die Position einer Dachüberschiebung (roof thrust) einnimmt. Da die Fanenstock-Überschiebung die darunterliegenden Schuppenköpfe jedoch diskordant abschneidet, liegt die Schuppe nur an der Stelle einer Dachüberschiebung, ist aber nicht tektonisch als solche zu verstehen. Die Fanenstock-Überschiebung entspricht vielmehr der Rietboden-Überschiebung und die Fanenstock-Schuppe der Rietboden-Schuppe, wie sie im Weiteren genannt wird. Als Teil des nachfolgenden Rietboden-Komplexes wird die im entsprechenden Abschnitt diskutiert (s. u.).

Die *Schopfwand-Aufschiebung* (Taf. II, 3; Fig. 28) verläuft nordöstlich von Elm von den Äschenhöpf bis zum Gufelchopf und hat einen Versatz von ca. 100–150 m. Die Orientierung und die Überschiebungsrichtung sind schwer zu bestimmen. Sie schneidet durch die Schuppen des Gamperdun-Schuppenpakets, ist also kein Teil des Duplexes, sondern nachträglich entstanden. Die so versetzten *Märenegg-Schuppe* und *Alpelichopf-Schuppe* scheinen strukturell der Unteren und der Obere Windegg-Schuppe zu entsprechen. Die Schopfwand-Aufschiebung scheint von der Rietboden-Überschiebung ebenfalls abgeschnitten zu sein.

Fig. 28: Fanenstockprofil (Blattengrat-Decke) auf der Ostseite des Sernftals nördlich von Elm mit Darstellung der verschiedenen Schuppen und den wichtigsten Überschiebungen. Die Rietboden-Überschiebung (rot) trennt den Sernftal-Komplex im Liegenden vom Rietboden-Komplex im Hangenden. Die Blickrichtung ist gegen Osten. Foto B. den Brok, 2016.

SSW

NNE



- Sardona-Überschiebung
- Rietboden-Überschiebung
- Schopfwall-Aufschübung
- Blattengrat-Überschiebung
- Orientierung der Schieferung (Schopf-Falte)

1 = Gamperlun-Schuppe

Die *Schopf-Falte* (Fig. 28) in der Chalberboden-Schuppe ist von Westen aus gesehen eine sehr markante nordwestvergente S-Falte mit einer Südwest-Nordost streichenden Faltenachse. Die Falte erscheint aufgrund des schiefen Anschnitts enger als sie ist. Die Schieferung S1 ist gut zu sehen und liegt ungefähr parallel zum kurzen Verkehrtschenkel. An ihrer Oberseite wird die Falte durch die Rietboden-Überschiebung abgeschnitten.

Bei Schönbüel im hinteren Chrauchtal ist die ältere «quer» liegende, etwa Nordwest-Südost streichende nordostvergente *Schönbüel-Antiklinale* (Taf. II, 19) in der hier auffallend mächtigen Nummulitenkalkbank der Windegg- bzw. der Märenegg-Schuppe zu der jüngeren, etwa Südwest-Nordost streichenden nordwestvergenten *Stuelegghorn-Antiklinale* (Taf. II, 18) verfaultet worden (Fig. 29). Die ältere Falte ist von der Hintereggalp aus Nordwesten schön zu sehen (vgl. OBERHOLZER 1933, Taf. 27, Fig. 1, BISIG 1957, Fig. 9). Die jüngere nordwestvergente Falte entspricht der Stuelegghorn-Antiklinale und ist von Südwesten aus (z.B. vom Stuellegghorn) gut zu sehen. Die Schieferung ist etwa parallel zum überkippten Schenkel der jüngeren Antiklinale ausgebildet.

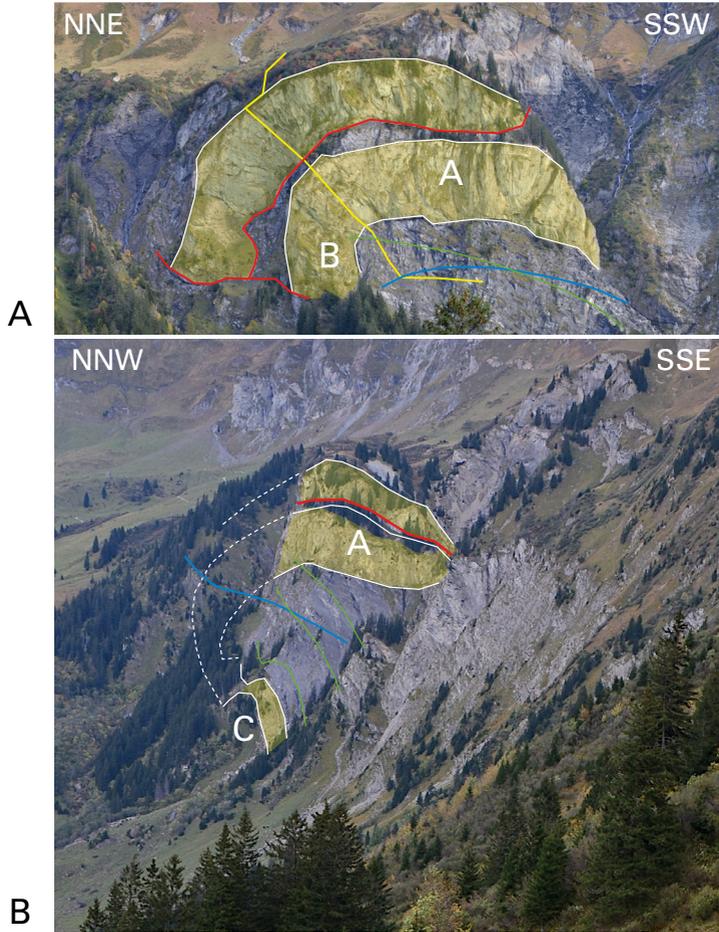
Rietboden-Komplex

Über seiner basalen Rietboden-Überschiebung umfasst der *Rietboden-Komplex* die Rietboden-Schuppe und die Prägel-Schuppe. Den darüberliegenden Vorab-Komplex begrenzt die Vorab-Überschiebung.

Rietboden-Überschiebung

Die *Rietboden-Überschiebung* wurde nördlich des Rietbodens am Westhang des Sernftals zwischen Matt und Elm von GASSER & DEN BROK (2008) definiert, wo sie mehrere enge nordwestvergente überkippte Falten im Engi-Dachschiefer im Kern der Engi-Hinterdorf-Synklinale sowie den Matt-Sandstein der Schwarzhopf-Antiklinale diskordant abschneidet; sie entstand demnach deutlich nach der Bildung der Falten. Auf der Rietboden-Überschiebung liegt die 50-100 m mächtige Rietboden-Schuppe der Blattengrat-Decke (s. u.), die aus schiefri gem Mergel der Stad-Formation besteht. Auf der Rietboden-Schuppe liegt sowohl am Westhang als auch am Osthang des Sernftal nördlich des Chrauchtals, ebenfalls parallel zur Rietboden-Überschiebung, das Schabell-Melange.

Südwärts schneidet die Rietboden-Überschiebung die *Schluchenwald-Synklinale* (Taf. II, 3) des Matt-Sandsteins ab und wird südlich davon, im Bergli, von der südostfallenden Wissenberg-Aufschiebung um ca. 200 m vertikal aufgeschoben. Weiter südwärts, im Bereich des Nägelistocks, wird die westliche Fortsetzung der Chrauchtal-Synklinale von der Rietboden-Überschiebung ebenso abgeschnitten wie die Falten im Kern der Matt-Synklinale und der Schwarzhopf-Antiklinale (vgl. OBERHOLZER 1933, Taf. 3, Profil 9).



- | | |
|---------------------------------------|-----------------------------|
| A = Normaler Schenkel Faltung 1 und 2 | — Hauptschieferung |
| B = Überkippter Schenkel Faltung 1 | — Faltenachsebene Faltung 1 |
| C = Überkippter Schenkel Faltung 2 | — Faltenachsebene Faltung 2 |
| | — Aufschübung |

Fig. 29: Doppelt verfaltete Antiklinale im Chrauchtal. A: nordostvergente Schönbuel-Antiklinale der älteren Faltung 1, Blickrichtung gegen NNW. B: nordwestvergente Stueleggghorn-Antiklinale der jüngeren Faltung 2, Blickrichtung gegen NNE. Fotos B. den Brok, 2019 (A), 2014 (B).

Bei OBERHOLZER (1933) und GASSER & DEN BROK (2008) werden die Rietboden-Schuppe und das Schabell-Melange zusammen zum «Wildflysch» gerechnet.

Südlich des Nägelistocks lässt sich die Rietboden-Überschiebung bis an den Bischofer Chärpf verfolgen. Östlich unterhalb des Schafgrindspitz, vom Nägelistock bis Ober Chüeboden, wird der Sandstein der Elm-Formation von der Rietboden-Überschiebung abgeschnitten. Weiter südlich scheint die Überschiebung dann parallel mit der Schichtung in der Elm-Formation zu verlaufen. Am Ober Chüeboden ist die Rietboden-Überschiebung selbst durch die nordwestvergente Ober-Chüeboden-Synklinale und -Antikline verfaltet. Am Bischofer Chärpf wird die Rietboden-Überschiebung durch die südfallende Tierboden-Aufschiebung abgeschnitten und dabei um etwa 200 m vertikal versetzt. Weiter südwestlich ist unklar, ob die Rietboden-Überschiebung der Basisüberschiebung der Chüeboden-Schuppe, oder der Basisüberschiebung des Schabell-Melanges, das auf der Chüeboden-Schuppe liegt, entspricht, oder ob sie durch die Basisüberschiebung des Schabell-Melanges vollständig abgeschnitten wurde. Nördlich des Rietbodens, zwischen Eggenberg und Auf den Engichöpfen, wird die Rietboden-Überschiebung vermutlich vom Segnas-Melange abgeschnitten oder in das Segnas-Melange geschert.

Auf der Nordostseite des Sernftals bei Engi ist die Rietboden-Überschiebung mit der daraufliegenden Rietboden-Schuppe und dem Schabell-Melange in der Teufus aufgeschlossen (bei Koord. 2731.295/1205.825). Im Mühlebachtal stößt sie wahrscheinlich an das Segnas-Melange, wie am Eggenberg südwestlich von Engi. Südwärts verläuft sie über die Tritrus und die Bodenrus, wo sie den Matt-Sandstein diskordant abschneidet, bis nach Hübel (SIEGENTHALER 1974, S. 47, Fig. 3). Bei Hübel wird die Rietboden-Überschiebung durch die südostfallende Wissenberg-Aufschiebung um etwa 150 m vertikal versetzt, analog zur Situation bei Bergli auf der Westseite des Sernftals.

Ungefähr zwischen der Altstafelrus und der Speichenrus müsste die Rietboden-Schuppe der Blattengrat-Decke von Chegelboden-Hintereggalp auf 1540–1560 m ü. M. auf die Wissenberg-Aufschiebung stossen. Die Rietboden-Überschiebung bildet somit die Basisüberschiebung dieser Schuppe. Bei Vordereggalp liegt darauf das Schabell-Melange. Die Rietboden-Überschiebung schneidet ferner die Weissenberge-Synklinale, die Bergersulz-Antiklinale und einen Teil der Haggenwald-Synklinale diskordant ab und wird südlich der Vordereggalp selbst von der südwesteinfallenden Chrauchtal-Aufschiebung um 200 m vertikal versetzt. An der Westseite des Chrauchtals wird die Rietboden-Überschiebung etwa bei der Fuggtälirus östlich des Fuggenstocks vom Segnas-Melange abgeschnitten. Nördlich oberhalb der Zöpfrus auf der Ostseite des hinteren Chrauchtals ist noch ein Teil der Rietboden-Überschiebung aufgeschlossen (z. B. 2736.485/1204.760), die an ihrer Südseite von der Chrauchtal-Aufschiebung abgeschnitten wird.

Die Überschiebung der Blattengrat-Decke auf die Sardona-Decke in der Gegend der Vorder- und Hinteregg-Alp und Chegelboden wurde von OBERHOLZER (1933) nicht kartiert. Er hat diesen Teil der Blattengrat-Decke als «Wildfleysch» eingetragen. BISIG (1957, S. 42) bezeichnet sie als «eine dünne ‚Fahne‘ von völlig verschürften Blattengratgesteinen», die durch die Hauptüberschiebung vom Kopf der Stuelegghorn-Antiklinale (seine Grossaufwölbung II) «gegen Norden abgeschleppt wird». Wichtig ist jedoch, dass die Schieferung S1 durch die Überschiebung geschnitten, was zeigt, dass die «Fahne» vor der Hauptüberschiebung verschleppt wurde.

Südlich der Chrauchtal-Aufschiebung verläuft die Rietboden-Überschiebung nach LIHOV (1996b, pl. 1, 2, Profil A) vom Brunnenplangge unterhalb der Risetenhörner über die Risetenalp gegen die Walabützer Furggle und beim Hirtzegg in die Chrauchtal-Südwand hinein. Hier entspricht die Rietboden-Überschiebung der Basisüberschiebung der von BISIG (1957) definierten «Schuppe des Fanenstockgipfels» (kurz: Fanenstock-Schuppe) der Blattengrat-Decke, d.h. der höchsten Schuppe des von ihm im Detail beschriebenen Fanenstockprofils, die weit gegen Südwesten bis ins Tschöl oberhalb der Jetzalp relativ ungestört zu verfolgen ist (vgl. WEGMANN 1961). Die Rietboden-Überschiebung schneidet also zuerst die Chrauchtal-Synklinale südlich der Chrauchtal-Aufschiebung ab, weiter südwestlich dann die Stuelegghorn-Antiklinale und die verschiedenen Schuppen des Gamperdun-Schuppenpakets sowie die Aufschiebungen der Plattenbergwand (Taf. II) und wird durch die Raminbach-Aufschiebungen nicht durchschnitten.

Erst zwischen Unterspienggen und Tschöl wird die Rietboden-Überschiebung erneut durch zwei südostfallende Aufschiebungen um etwa 100 m versetzt, und weiter südlich von der SSE-einfallenden Jetzalp-Aufschiebung so weit nach oben versetzt, dass sie von der höher liegenden Vorab-Überschiebung ganz abgeschnitten wurde. Auf der Rütersegg, etwa 500 m nördlich der Jetzalp-Aufschiebung, ist noch ein kleines Stück der Rietboden-Überschiebung im Kartengebiet aufgeschlossen. Sie wäre weiter westwärts mit der Überschiebung des schiefrigen Mergels (Stad-Formation) am Leiterberg (Bl. Linthal) zu verbinden.

Die Rietboden-Überschiebung schneidet die grossen Falten des unterlagernden Sernftal-Komplexes ab und wird selbst durch jüngere, süd- bis südostfallende Aufschiebungen durchschnitten (Wissenberg-, Chrauchtal-, Tschöl- und Jetzalp-Aufschiebung). Die Schieferung S1 schneidet überall durch die Rietboden-Überschiebung. Da die Jetzalp-Aufschiebung auch von der Vorab-Überschiebung und die Vorab-Überschiebung von der Schieferung S1 durchschnitten wird, liegt es auf der Hand, dass auch die anderen Aufschiebungen älter als die Schieferung S1 sind.

Aus der Profilkonstruktion (Taf. I, Profil 6) geht hervor, dass, obwohl die Rietboden-Überschiebung im Weisstannental nicht aufgeschlossen ist, sie dennoch die Nummulitenkalkbänke im Talgrund bei Untersäss an der Oberseite abschneidet; d.h. damit kommt hier nochmals der unterlagernde Sernftal-Komplex zu Vorschein.

Rietboden-Schuppe (Blattengrat-Decke des Rietboden-Komplexes)

Auf der Rietboden-Überschiebung liegt die höchste Schuppe mit Gesteinen der Blattengrat-Decke, die sowohl auf der westlichen als auch auf der östlichen Serfnftalseite nördlich der Chrauchtal-Aufschiebung als *Rietboden-Schuppe* bezeichnet wird. Im Westen besteht sie meist aus schiefriгим Mergel der Stad-Formation, im Osten sind an verschiedenen Orten auch die darunterliegenden Nummulitenkalke der Euthal- und Bürgen-Formation bzw. zwischen Ruostelrus und Egger-Ruosterplangge auch die darunterliegende Amden-Formation aufgeschlossen. Auf der Rietboden-Schuppe liegt an den meisten Orten das Schabell-Melange. OBERHOLZER (1933, 1942) kartierte die Rietboden-Schuppe zusammen mit dem Schabell-Melange als «Wildflysch», BISIG (1957) rechnete sie zusammen mit dem Nägelistock-Melange des Schabell-Melanges zur Blattengrat-Decke.

Wie bereits erwähnt, entspricht die *Fanenstock-Schuppe* von BISIG (1957) als höchste Schuppe der Blattengrat-Decke der *Rietboden-Schuppe*. Allerdings liegt nördlich des Bützi westlich des Foostocks eine weitere Schuppe mit einer Nummulitenkalkbank darüber. Möglicherweise entspricht dieser Nummulitenkalk demjenigen am Rietboden, der dort als Teil des Schabell-Melanges aufgefasst wird.

Die Rietboden-Schuppe wurde am Fanenstock im nordwestvergente überkippten Faltenpaar der *Höch-Nasen-Synklinale* und *Trosgi-Antiklinale* (Taf. II, 20, 21) gefaltet, was anhand des Nummulitenkalkbands gut nachvollzogen werden kann. Die Falten streichen etwa parallel zum Hang auf der Südseite des Chrauchtals, die Faltenachse taucht etwas stärker nach ENE in die Wand hinein. Die Höch-Nasen-Synklinale am Höch Nasen unterhalb des Blattengrats ist aus der Ferne von Westen und Nordwesten gut zu sehen und verfallt auch die höhere Schuppe, die zwischen Naseri und dem Gross Chilchtäli liegt (Taf. III, Panorama 3). Weil die Faltenachse ungefähr parallel zum Hang verläuft, erscheint die Höch-Nasen-Synklinale auf der Karte als liegende isoklinale Falte. OBERHOLZER (1942) zeichnete sie als eine Schlinge ein. Von Südosten betrachtet wird hingegen deutlich, dass es sich um eine enge, nordwestvergente überkippte konzentrische Falte handelt. Die Rietboden-Überschiebung unterhalb der Falte ist nicht verfallt.

Gegen Süden wird die Rietboden-Schuppe geringmächtiger, im Tschöl verschuppt und schliesslich an der Jetzalp-Aufschiebung abgeschnitten; die Blattengrat-Decke des Rietboden-Komplexes hat hier ihr südliches Ende. Mit der Jetzalp-Aufschiebung wird der Rietboden-Komplex gegen Süden abgeschnitten und endet; darüber liegen Sandstein und schiefriiger Tonstein der Elm-Formation. Ebenfalls zur Rietboden-Schuppe zählen die Schuppen der Blattengrat-Decke im Weisstantal, auf der Alp Foo, im Engla und im Under Heubützli. Nicht dazu gehören die beiden mächtigen Nummulitenkalkbänke östlich und westlich der Walabütz-Untersäss, die zur Märenegg- bzw. Windegg-Schuppe der Blattengrat-Decke des Serfnftal-Komplexes gerechnet werden. Die Trosgi-Antiklinale könnte in der Verlängerung bei Under Finze oberhalb des Walabütz liegen, wo eine etwaige Falte

unter Lockergestein verborgen liegt. Die gerade nördlich unterhalb der Aufschiebung liegende Synklinale im Nummulitenkalk könnte der Höch-Nasen-Synklinale entsprechen.

Prägel-Schuppe (Sardona-Decke des Rietboden-Komplexes)

Auf der Stad-Formation der Rietboden-Schuppe liegt überschoben die Martinsmad-Formation der *Prägel-Schuppe* mit Gesteinen der Sardona-Decke. Im Feld sind keine tektonischen Strukturen wie Mylonite, Slickensides oder Lineationen zu erkennen, die auf eine Überschiebung hinweisen. Die Unterscheidung gründet einzig auf den lithologischen Unterschied zwischen dem hellen schiefrigen Mergel der Stad-Formation und dem schwarzen schiefrigen Tonstein, den Flyschsandsteinen und dem weissen Sardona-Quarzit der Martinsmad-Formation. Aufgrund des deutlichen Farbkontrasts – heller schiefriger Mergel der Stad-Formation (Blattengrat-Decke) bzw. schwarzer tonsteinreicher Flysch der Martinsmad-Formation (Sardona-Decke) – ist der Deckenkontakt jedoch relativ einfach zu kartieren. Vor allem der hier sehr mächtige schiefrige Mergel der Stad-Formation ist deutlich gefaltet. Über der Vorab-Überschiebung sind die Falten dagegen im Allgemeinen nicht so deutlich ausgebildet, und die Sardona-Decke ist eher verschuppt.

Die Martinsmad-Formation der *Prägel-Schuppe* ist wahrscheinlich vollständig überkippt. Sie liegt zusammen mit der unterliegenden normal gelagerten Blattengrat-Decke der Rietboden-Schuppe verfaultet in der *Scheubs-Synklinale*¹, in der *Englawand-Antiklinale*, den *Grauspitz-Falten*, *Chli-Kamm-Falten* und in der *Unterheubützli-Synklinale* (Taf. II, Fig. 30). Es handelt sich um NNW-vergente asymmetrische Falten mit überkippten Verkehrtchenkeln. Im Foostockgebiet hat die Scheubs-Synklinale jedoch eine NNE-Vergenz. Ihre Faltenachse steigt hier unter dem Foostock nach WNW an. Oben wird die Falte durch das Segnas-Melange abgeschnitten. Dadurch kommt westlich des Foostocks der «Globotruncanenmergel» im Kern der Scheubs-Synklinale nicht mehr vor. Er wurde von der Hauptüberschiebung abgeschnitten. Die Umbiegung im Sardona-Quarzit liegt im Westen auf dem Bützli 200 m höher als im Osten auf dem Grünenplangg.

Am Färispitz im Gamperdun ist die Nummulitenkalkbank der *Prägel-Schuppe* fast nicht verfaultet, und die Scheubs-Synklinale und die Englawand-Antiklinale liegen sehr nah beieinander. Die Falten sind nicht zylindrisch; während die Faltenachse der Scheubs-Synklinale unter dem Foostock nach Osten abtaucht, taucht die

¹ Da die *Prägel-Schuppe* überkippt liegt, ist die Scheubs-Synklinale eigentlich nur in der normal gelagerten Blattengrat-Decke eine echte Synklinale; in der überkippten *Prägel-Schuppe* ist sie eine überkippte Antiklinale! Die Falte müsste daher streng genommen *Scheubs-Synform* heissen, aber in diesen Erläuterungen werden Synformen übersichtlichkeithalber Synklinale genannt. Dementsprechend ist die durch die Englawand-Antiklinale verfaultete überkippte *Prägel-Schuppe* eigentlich eine überkippte Synklinale; nur die unterliegende normal liegende Blattengrat-Decke ist eine echte Antiklinale. Dasselbe gilt analog für die weiteren Falten in der *Prägel-Schuppe*.

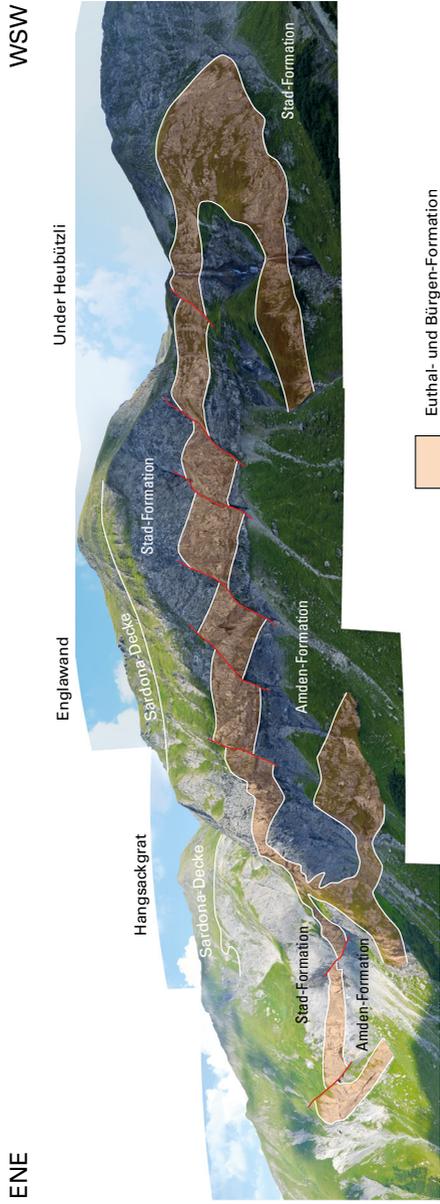


Fig. 30: Englawand-Antiklinale aus Nordwesten von der Alp Scheubs gesehen. Nummulitenkalk (Euthal-/Bürgen-Formation) und Amden-Formation kommen als tektonisches Fenster in der Stad-Formation der Blattengrat-Decke zum Vorschein. Foto B. den Brok, 2015.

Faltenachse der Englawand-Antiklinale bei Foo nach Westen ab. Die überkippte Lagerung der Prägel-Schuppe folgt aus Oben-Unten-Kriterien der verfalteten Schichten der Chli-Chamm-Falten entlang des Grats von Pkt. 2230 m nördlich des Foopasses bis zum Foostöckli sowie von östlich unterhalb des Foostocks, und aus dem Vorhandensein des (ältesten) «Globotruncanenkalks» und «-mergel» im Kern der Synform. Auf der Basisüberschiebung der Prägel-Schuppe liegt hier kein «Globotruncanenkalk» oder «-mergel».

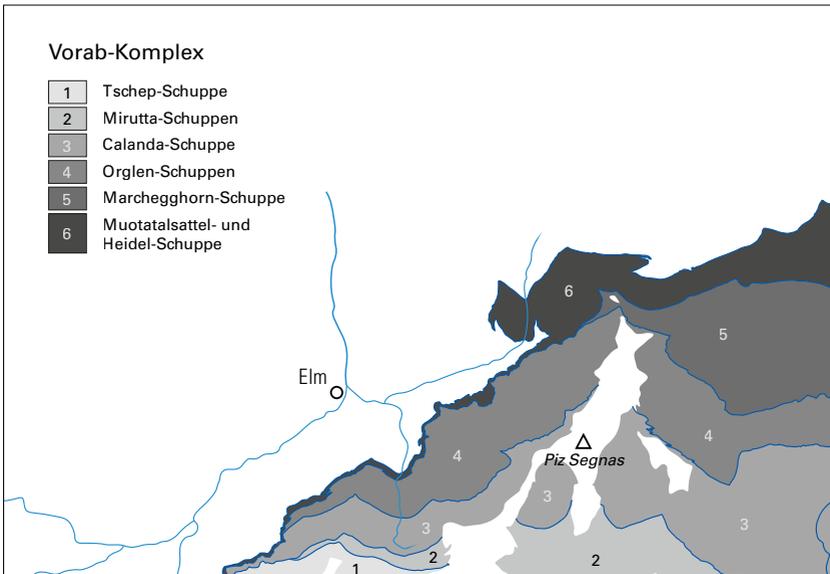
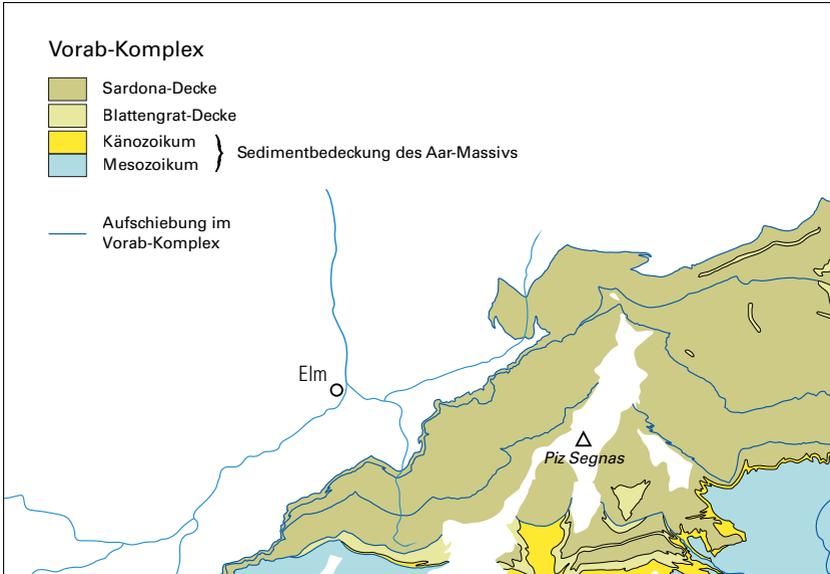
Die Martinsmad-Formation, die auf der Rietboden-Schuppe im Tschöl liegt, gehört ebenfalls zur Prägel-Schuppe. Allerdings ist es wegen der Steilheit und der Unzugänglichkeit des Geländes hier sehr schwer die Grenze gegen die hangende Vorab-Überschiebung («Untere Schuppenzone», WEGMANN 1961) zu ziehen.

Vorab-Komplex

Im Vorab-Komplex werden die im südlichen Kartengebiet aufgeschlossenen Schuppen zusammengefasst, die auf der Vorab-Überschiebung liegen (von Süd nach Nord): Tschep-Schuppe, Obere Mirutta-Schuppe, Untere Mirutta-Schuppe, Calanda-Schuppe, Obere Orglen-Schuppe, Untere Orglen-Schuppe, Marchegg-horn-Schuppe, Muotatalsattel-Schuppe und Heidel-Schuppe (Fig. 31). Diese Schuppen entstanden durch eine Verschuppung der Sedimentbedeckung des Aar-Massivs mit der bereits darauf überschobenen Blattengrat-Decke und Sardona-Decke. Die Schuppen bestehen demzufolge aus Teilen der Sedimentbedeckung des Aar-Massivs und der daraufliegenden Blattengrat-Decke und Sardona-Decke.

Vorab-Überschiebung

Die hier diskutierte Vorab-Überschiebung (vgl. Taf. II) liegt in der nordöstlichen Verlängerung der Überschiebungen unterhalb der Cavistrau-Decke und der Piz-d'Artgas-Decke (OBERHOLZER 1933, 1942, WYSSLING 1950, STAUB 1954, PFIFFNER 1978). Sie lässt sich wahrscheinlich in einem grossen antiklinalen Bogen über dem Hausstock und dem Selbsanft mit der Griesstock-Überschiebung unter der Griesstock-Decke verbinden (OBERHOLZER 1933, WYSSLING 1950, STAUB 1954, TRÜMPY 1969). Dabei wird sie von späteren Aufschiebungen durchschnitten und verfault und von der Glarner Hauptüberschiebung abgeschnitten. Im Panixerpassgebiet wird die Vorab-Überschiebung zusammen mit ihrem Liegenden und Hangenden quergefaltet (WYSSLING 1950, VON DÄNIKEN & FREHNER 2017) und ist im Tal der Jetzalp bis an den Spienggen, wo sie im Kartengebiet erscheint, gut aufgeschlossen. Von dieser Stelle an wurde die Vorab-Überschiebung auf den bestehenden geologischen Karten mit der dort auf sie stossenden, steil SSW-fallenden Tschep-Aufschiebung verbunden (OBERHOLZER 1933, 1942, WYSSLING 1950, WEG-



MANN 1961). Der plötzliche Knick in der Überschiebung wurde als eine steile Rampe in der Überschiebung interpretiert.

Das Verbinden der Vorab-Überschiebung mit der Tschep-Aufschiebung ist jedoch problematisch. Die Vorab-Überschiebung weisst vom Spienggen bis zum Crap Tgietschen/Rotstock südlich des Panixerpasses bereits einen Versatz von mindestens 4,5 km auf (Taf. I, Profil 1). OBERHOLZER (1933, Taf. 4, Profil 11) kommt für den gesamten Versatz auf mindestens 7 km (vgl. auch STAUB 1954). Dabei handelt es sich um einen Mindestbetrag, da die Rampe des Liegenden nicht abgeschlossen ist und auch südlicher als Pigniu/Panix liegen kann, wo OBERHOLZER (1933) und WYSSLING (1950) sie vermuten. Wenn die Vorab-Überschiebung tatsächlich mit der Griesstock-Überschiebung zu verbinden wäre, würde der Versatz mehr als 15 km betragen. Der Versatz der Tschep-Aufschiebung liegt dagegen im Martinsmad- und Segnasgebiet im Bereich von nur rund 500 m. Das lässt sich in der Segnas-Sut-Ebene erkennen (Taf. I, Profil 1; vgl. BLUMENTHAL 1911, FELDER 1973), wo die Tschep-Aufschiebung als eine im Kern überschobene enge Falte erscheint (M. Blumenthal sprach diesbezüglich auch von der Tschep-*Falte*). Dabei ist zu beachten, dass die Falten im Segnasgebiet mindestens teilweise älter als die Tschep-Aufschiebung sind (vgl. auch FELDER 1973) und von diesen schief abgeschnitten werden. Ein Versatz entlang der Vorab-Überschiebung von 7 km oder mehr lässt sich folglich in der Tschep-Aufschiebung nicht realisieren.

Der Versatz der Tschep-Aufschiebung beträgt im Calandagebiet (PFIFFNER 1985, Fig. 8) und an der Haldensteiner Calanda (PFIFFNER 1977, Profil V; PFIFFNER 1978, Fig. 5a) ca. 0,5 km. In der Ostwand des Flimsersteins scheint der Versatz der Tschep- und Mirutta-Überschiebungen im Bereich der Quinten-/Seewen-Formation mindestens 1–2 km, weiter nördlich aber, im Bereich der Seewen- bis Stad-Formation und der daraufliegenden Blattengrat-Decke und Sardona-Decke, lediglich wenige hundert Meter (BÜRGISSER 1973, FELDER 1973) zu betragen. Bei dem scheinbar grösseren Versatz der Tschep-Aufschiebung (ca. 2 km) im Bargistal östlich des Flimsersteins ist zu beachten, dass die Sequenz hier fast isoklinal verfaultet ist und es deswegen schwierig ist, den Versatz korrekt einzuschätzen.

Der Versatz der Tschep-Aufschiebung am Spienggen ist etwas grösser, da die Obere Mirutta-Aufschiebung von der Tschep-Aufschiebung etwa unterhalb des Grischsattels abgeschnitten wird, die Il-Vonn-Aufschiebung am Zwölfihorn, und die Untere Mirutta-Aufschiebung im Bocksmaad von der Tschep-Aufschiebung abgeschnitten wird. Die Versatzbeträge dieser drei Aufschiebungen von jeweils ca. 500 m müssen zum Versatz der Tschep-Aufschiebung hinzugezählt werden, so dass der gesamte Versatz entlang der Tschep-Aufschiebung am Spienggen ca. 1–2 km betragen könnte. Während die Vorab-Überschiebung flach liegt und grosse isoklinale Falten nicht zu erkennen sind, zeigen die Tschep-Aufschiebung und die Calanda-Aufschiebung bedeutend steileres Einfallen. Aus dieser Differenz des Einfallens resultiert der oben erwähnte scharfe Knick in der Überschiebung in den Profilen älterer Autoren (WYSSLING 1950, Taf. 3, Profile 5, 6, 7, WEGMANN 1961, Taf. II, Profile 8, 9).

Fig. 31: Gliederung des Vorab-Komplexes. Oben: Verbreitung der Gesteinsabfolgen der Sardona-Decke, Blattengrat-Decke und der Sedimentbedeckung des Aar-Massivs. Unten: Gliederung des Vorab-Komplexes in verschiedene Schuppen.

Infolge der oben dargestellten Überlegungen wird im Kartengebiet die Vorab-Überschiebung bei Spienggen subhorizontal nordwärts in die Schieferabfolge des Tschöl und mit WEGMANN'S (1961) «Unterer Schuppenzone» unter den Gandstock weiter Richtung Ramin gezogen. Die für eine Fortsetzung der Vorab-Überschiebung zu tiefe Lage der «Unteren Schuppenzone» (WEGMANN 1961) lässt sich damit erklären, dass die Faltenachsen im Tschöl südostwärts in Richtung Spienggen, also in Richtung der Panixerpass-Querfalte, ansteigen. Mit dem subhorizontalen Verlauf ist ein Versatz von einigen Kilometern innerhalb der Schieferabfolge problemlos zu kompensieren.

Die Vorab-Überschiebung schneidet die steileren Aufschiebungen (Tschep-Aufschiebung, Calanda-Aufschiebung, Untere Orglen-Aufschiebung, Marchegg-horn-Aufschiebung, Muotatalsattel-Aufschiebung) von unten ab: die Tschep-Aufschiebung ca. 200 m südlich von Hinter Spienggen (bei Koord. 2729.740/1193.770 auf ca. 2100 m.ü.M.; Bl. Flims), die Calanda-Aufschiebung im Westhang des Chli Mittagorns auf ca. 2000 m.ü.M (2730.880/1194.910) und die anderen Aufschiebungen wahrscheinlich im Ramin in der Gegend der Grossi Chalberweid. Dass umgekehrt diese Aufschiebungen nicht durch die Vorab-Überschiebung schneiden, ist auch am ungestörten Verlauf der Fanenstock-Schuppe der Blattengrat-Decke unterhalb der Vorab-Überschiebung zu sehen. In ihrem Liegenden schneidet die Vorab-Überschiebung die Jetzalp-Aufschiebung und die Jetzalp-Falte ab.

WYSSLING (1950, Profil 8) zeigt, wie die Vorab-Überschiebung Falten und Aufschiebungen in der Quinten-Formation im Hangenden abschneidet. Im Panixerpassgebiet schneidet sie quer durch die verfaltete Begrenzung zwischen der Tschep-Schuppe und der Frau-Lurign-Schuppe (Kalkhorn-Schuppe der Ranasca-Schuppen sensu WYSSLING 1950). Beim Rotstock schneidet die Vorab-Überschiebung die verfaltete Taveyannaz-Formation der Panixerpass-Platte des Liegenden (WYSSLING 1950) ebenso ab wie den verfalteten «Globotruncanenkalk» des Hangenden am Westhang des Biflen beim Tschinglen (Taf. I, Profil 3). Die Schieferung S1 schneidet überall durch die Vorab-Überschiebung, was auch im Panixerpassgebiet gut zu sehen ist (PFIFFNER 1978, DEUBELBEISS 2003, FREHNER 2003, VON DÄNIKEN & FREHNER 2017).

Sollte die Vorab-Überschiebung mit der Griesstock-Überschiebung zu verbinden sein und sollte auch die Rietboden-Überschiebung aus der Vorab-Überschiebung hervorgehen, könnte man Rietboden- und Vorab-Komplex vielleicht auch – analog zur Griesstock-Decke und zu den Ranasca-Schuppen – als «Subhelvetikum» im Sinne TRÜMPY'S (1969) betrachten.

Falten und Aufschiebungen

Bei den Falten im Vorab-Komplex handelt es sich um NNW-vergente überkippte Falten, deren Faltenachsen meist etwa ENE–WSW verlaufen, während die Aufschiebungen eher West–Ost verlaufen; die Tschep-Aufschiebung ist sogar

WNW-ESE-orientiert und schneidet die Falten ab. Die wichtigsten Falten im Vorab-Komplex sind, von Süd nach Nord, die Raschaglius-Synklinale, die Siala-Antiklinale, die Il-Vonn-Synklinale, die Panära-Antiklinale, die Sardonagletscher-Synklinale und die Sardonahütte-Antiklinale (Taf. II, 31–37). Weiter nordwärts sind nur Reste von Falten innerhalb der Schuppen des Vorab-Komplexes zu erkennen. Die einzelnen Schuppen des Vorab-Komplexes bestehen jeweils aus nordhelvetischen Sedimentabfolgen und/oder Sedimentabfolgen der Blattengrat-Decke und der Sardona-Decke. Im Kartengebiet bestehen die Tschep-Schuppe und die Obere Mirutta-Schuppe nur aus nordhelvetischen Sedimentabfolgen, während die Untere Mirutta-Schuppe und die Calanda-Schuppe zusätzlich aus darauf überschobenen Blattengrat- und Sardona-Decke bestehen. Die Orglen-Schuppen, die Marchegg-horn-Schuppe, die Muotatalsattel-Schuppe und die Heidel-Schuppe bestehen hier ausschliesslich aus Teilen der Sardona-Decke und der Blattengrat-Decke. Deren nordhelvetischen Sedimentabfolgen sind weiter ostwärts, im Gebiet von Blatt Vätis aufgeschlossen.

Der Vorab-Komplex wurde entlang der Vorab-Überschiebung um mindestens 4,5–7 km, aber wahrscheinlich noch viel weiter nordwärts transportiert und lässt sich so mit anderen allochthonen Einheiten, wie der Griesstock-Decke oder dem Clariden-Schuppenkomplex vergleichen (HANTKE et al. 2019).

Tschep-Schuppe

Nur zwischen Ober Spienggen, Gletscherhorn, Zwölfhorn und Grischsattel erreicht die Tschep-Schuppe (Fig. 31) das Gebiet von Blatt Elm. Sie besteht im Kartengebiet aus Quinten-Formation bis Helvetischem Kieselkalk, direkt südlich ausserhalb des Kartengebiets bis Seewen-Formation. Auffallend ist, dass die Überschiebung nach SSW einfällt, während Faltenachsebenen und Schieferung meist nach SSE einfallen. So ist die Orientierung der Tschep-Aufschiebung südlich der Martinsmad-Hütte etwa 190/57, während die Hauptschieferung in Richtung 170° einfällt. Die Tschep-Aufschiebung schneidet die Obere Mirutta-Aufschiebung am Crap Grisch (Bl. Flims), die Il-Vonn-Aufschiebung am Zwölfhorn und die Untere Mirutta-Aufschiebung im Bocksmaad schief ab. Infolge des zusätzlichen Betrags dieser Aufschiebungen nimmt der Versatz in westliche Richtung zu und dürfte bei Hinter Spienggen 1–2 km betragen. Im Kartengebiet schneidet die Tschep-Aufschiebung westlich des Grischsattels steil durch den flach südostfallenden normalen Schenkel der Tschep-Antiklinale am Crap Grisch (Grauberg). In Segnas Sut (Bl. Flims) ist der überkippte Schenkel und die antiklinale Umbiegung zu sehen. Die SSE-einfallende Schieferung S1 scheint hier durch die SSW-fallende Tschep-Aufschiebung zu schneiden.

Mirutta-Schuppen

Obere Mirutta-Schuppe

Von der Oberen Mirutta-Schuppe ist im Kartengebiet nur ein kleiner Teil westlich und östlich des Grats vom Fil de Cassons zur Fuorcla Raschaglius aufgeschlossen. Sie umfasst Sedimente der Seewen-Formation bis Stad-Formation, etwas weiter südlich (Bl. Flims) reicht die Abfolge bis in die Öhrli-Formation hinab. Die Gesteine sind in eine nordvergente überkippte Synklinale verfaultet. Die Obere Mirutta-Aufschiebung fällt nach Süden ein, ihr Versatz beträgt ca. 500 m, obwohl schwierig zu bestimmen, da die Falten zumindest teilweise älter als die Aufschiebung sind.

Untere Mirutta-Schuppe

Die Untere Mirutta-Schuppe besteht im Kartengebiet aus Seewen-Formation bis Taveyannaz-Formation des Unterhelvetikums sowie aus Amden-Formation bis Stad-Formation der Blattengrat-Decke und aus «Globotruncanenkalk und -mergel» bis Martinsmad-Formation der Sardona-Decke. Weiter südlich im Bargistal (Bl. Flims) reicht die Abfolge bis in die Öhrli-Formation hinunter. Die Untere Mirutta-Schuppe besteht östlich des Ofen von Norden nach Süden aus der NNW-vergenten, überkippten *II-Vonn-Synklinale*, der *Siala-Antiklinale* und der *Raschaglius-Synklinale* (Taf. II, 35–37). Die Untere Mirutta-Aufschiebung fällt zwischen Ofen und Segnas Sura nach Süden ein, zwischen Segnas Sura und Tschanonca nach Südwesten und schneidet die Falten schief ab. Die Faltenachse der *II-Vonn-Synklinale* südöstlich des Atlas steht 256-04, die der *Raschaglius-Synklinale* 260-02, während die Untere Mirutta-Aufschiebung südlich des Atlas etwa 180/26 und südöstlich des Atlas, nördlich der Fuorcla Raschaglius 193/30 einfällt. Die südfallende Obere Mirutta-Aufschiebung schneidet diese Falten an der Südseite im Segnas Sut ebenfalls ab. Die *Raschaglius-Synklinale* gibt es im *II Vonn* deshalb nicht mehr. Die enge *Siala-Antiklinale* entspricht hier der *II-Vonn-Aufschiebung*.

Die *Siala-Antiklinale* ist enger als die südlich und nördlich angrenzenden *II-Vonn-* und *Raschaglius-Synklinale*. Sie erwecken zusammen den Eindruck, als disharmonische Abscherfalten (disharmonic detachment folds) entstanden zu sein, wie beispielsweise die typischen Falten im Juragebirge, wobei die Stad-Formation der Blattengrat-Decke als Abscherhorizont fungiert haben müsste. Denselben Eindruck erzeugt die ebenfalls enge Bergersulz-Antiklinale zwischen der Weissenberge-Synklinale und der Haggenwald-Synklinale in der Chrauchtal-Synklinale. Auch hier müsste die Stad-Formation der Blattengrat-Decke den Abscherhorizont gebildet haben.

Im *II Vonn* und westlich der Las Palas ist die Taveyannaz-Formation mit daraufgeschobener Blattengrat-Decke und Sardona-Decke durch die *II-Vonn-Synklinale* verfaultet. Der Verkehrtchenkel mit überkippter Taveyannaz-Formation ist bis in die Ober Maad westlich des Grischsattels zu verfolgen. Am Zwölfhorn wird der überkippte Taveyannaz-Sandstein von der Tschep-Aufschiebung abgeschnit-

ten. Der «Martinsmad-Flysch» der Blattengrat-Decke in der Ober Maad zwischen Zwölfihorn und Grischsattel entspricht dem Kern der Il-Vonn-Synklinale. Normal liegende Taveyannaz-Formation tritt nicht zutage, muss also im Untergrund von der Unteren Mirutta-Aufschiebung abgeschnitten worden sein. Weiter westlich in der Bocksmaad ist auch der «Martinsmad-Flysch» von der Tschep-Aufschiebung abgeschnitten. Die Taveyannaz-Formation der Il-Vonn-Synklinale gibt es östlich der Fuorcla Raschaglius und im Tschanonca nicht mehr. Sie wurde vermutlich von der Blattengrat-Überschiebung diskordant abgeschnitten, so wie die Blattengrat-Überschiebung im Sernftal auch gelegentlich die Sedimente der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe diskordant abschneidet. Der Versatz der Unteren Mirutta-Aufschiebung beläuft sich auf ca. 500 m.

Calanda-Schuppe

Wo im Kartengebiet aufgeschlossen, besteht die Calanda-Schuppe (Fig.31) aus einer Abfolge von nordhelvetischer Quinten-Formation bis Stad-Formation sowie wenig schiefriger Mergel der Stad-Formation der Blattengrat-Decke und «Globotruncanenkalk und -mergel» und Martinsmad-Formation der Sardona-Decke.

Die nordhelvetische Abfolge der Calanda-Schuppe ist östlich der Fuorcla Raschaglius und am Trinserhorn, auf der Alp Raschaglius, im unteren Val Sax, auf Surcruns, Plaun dils Bots, Val Camutschera, Raschaglius Sut, Gagliaretsch und im Talkessel von La Rusna aufgeschlossen. Es handelt sich hier hauptsächlich um den Normalschenkel der *Panära-Antiklinale* (die *Panära-Falte* von BLUMENTHAL 1911 und BÜRGISSER 1973). Auffallend ist, dass hier keine Taveyannaz-Formation vorhanden ist und dass die Stad-Formation sowohl der nordhelvetischen Schichtfolge als auch der Blattengrat-Decke nur sehr dünn ist, so als hätte die Sardona-Überschiebung den unteren Bereich der nordhelvetischen Stad-Formation abgeschnitten. Die Faltenachse der Panära-Falte taucht nach WSW ab. In der Ostwand des Trinserhorns ist die Panära-Antiklinale gut zu erkennen, da der «Globotruncanenkalk» der Sardona-Decke hier verfault wurde. Zu sehen ist, dass die Panära-Antiklinale aus drei kleineren Antiklinalen und zwei kleineren Synklinalen besteht (Taf. II, 33). Die nördlichste Antiklinale und Synklinale sind auch in der Westwand des Piz Sax gut zu sehen. Die südlich anschliessende Antiklinale und Synklinale verlaufen fast parallel zum Ost-West verlaufenden Grat zwischen Piz Sax und Tristelhorn und sind hier deshalb weniger gut zu erkennen. Die südlichste Antiklinale ist in der Westwand des Tristelhorns, gerade ausserhalb des Kartengebiets wieder gut zu erkennen. Die Umbiegung der Sardona-Überschiebung befindet sich westlich von Pkt. 2975 m auf 2900 m ü. M. (Koord. 2742.685/1196.545). Dieselbe Umbiegung der Sardona-Überschiebung liegt in der südlichsten Antiklinale in der Ostwand des Trinserhorns auf etwa 2600 m ü. M. Dies illustriert das schon von BÜRGISSER (1973) festgestellte Abtauchen der Faltenachse der Panära-Antiklinale nach WSW.

Während also die Panära-Antiklinale über diese Distanz etwa 300 m abtaucht, taucht die Glarner Hauptüberschiebung nur etwa 100 m nach WSW ab. Das bedeutet, dass die Faltenachse der Panära-Antiklinale von der Glarner Hauptüberschiebung oder von der Segnas-Überschiebung unterhalb des Segnas-Melanges abgeschnitten wird.

Die südlichste Antiklinale scheint im resistenteren, stärker kalkigen Teil der Seewen-Formation sowie in der Garschella- und in der Schrattenkalk-Formation als eine Aufschiebung (Val-Sax-Aufschiebung; Taf. II) ausgebildet zu sein.

Die vordere Spitze der Calanda-Schuppe wurde etwa parallel zur Hauptüberschiebung rotiert und über die Obere Orglen-Schuppe und teilweise über die *Sardonagletscher-Synklinale* der Unteren Orglen-Schuppe geschoben (Taf. I, Profil 5), was bereits LIHOU (1996b) festgestellt hatte. Sie entspricht hier der Calfeisen-Digitation von LIHOU (1996b, pl. 2, Profil B), die sie allerdings mit den Orglen-Schuppen korreliert. Wie bei der Rietboden-Überschiebung werden hier Falten im Liegenden abgeschnitten, während die Hauptschieferung durch die Überschiebung schneidet (vgl. GASSER & DEN BROK 2008). Die Calanda-Aufschiebung selber wurde in einigen engen nordwestvergenten Falten verfaultet, was östlich unterhalb des Sardonapasses gut zu sehen ist. Im Rusnagebiet im Südosten bildet die offene, Nordost-Südwest streichende *Rusna-Antiklinale* in der nordhelvetischen Abfolge (Taf. I, Profil 5) die einzige grössere Falte, bei der die Schieferung S1 verfaultet wurde.

Die nordhelvetische Sedimentabfolge der Calanda-Schuppe tritt westlich des Trinserhorns nicht mehr zutage, weil die Faltenachse der Panära-Antiklinale weiterhin W- bzw. WSW-wärts abtaucht. Im Profil 3 (Taf. I) liegt die Umbiegung der durch die Panära-Antiklinale verfaulteten Sardona-Überschiebung gemäss Konstruktion auf etwa 2200 mü.M. (unterhalb der Tschingelhörner-Ofen-Nordwand) und wird weiter westlich wahrscheinlich von der Vorab-Überschiebung abgeschnitten. Von der Panära-Antiklinale tritt westlich des Trinserhorns bis zum Chli Mittaghorn, wo sie von der Vorab-Überschiebung von unten abgeschnitten wird, nur «Globotruncanenkalk und -mergel» und im Normalschenkel daraufliegende Martinsmad-Formation auf. Diese liegt teilweise in kleineren Synklinalen, die in der Ober Maad und südlich des Mittaghorns von der Unteren Mirutta-Aufschiebung schräg abgeschnitten werden. Die Falten streichen WSW, während die Untere Mirutta-Aufschiebung mehr nach Westen streicht.

Westlich des Piz Segnas ist die flach gedrehte obere Spitze der Calanda-Schuppe im Flynch der Martinsmad-Formation, die auf «Globotruncanenkalk und -mergel» liegt, ausgebildet. Die Grenzen sind weniger gut feststellbar, und auch hier schneidet die Schieferung deutlich steiler durch die Aufschiebung. Im Täli ist der Kontakt zwischen «Globotruncanenkalk und -mergel» und die daraufliegende Martinsmad-Formation in enge Falten gelegt bzw. verschuppt. Auf dem Täligrat werden die Schuppen zusammen mit der Schieferung S1 nordwärts verbogen, was möglicherweise mit der Bildung der flachen Mörderhorn-Aufschiebung zusammenhängt. Der Versatz entlang der Calanda-Aufschiebung beträgt schätzungs-

weise 1–2 km. Wegen der teilweise älteren Faltung ist der genaue Versatzbetrag schwer festzustellen. Zu beachten ist auch, dass die Schieferung zwar durch die Aufschiebungen schneidet, aber meist nur einen kleinen Winkel bildet. Es ist daher zu erwarten, dass die Aufschiebung zusammen mit Hangendem und Liegendem deutlich gestreckt wurde, so dass die ursprünglichen Aufschiebungsbeträge wahrscheinlich viel geringer sind.

Orglen-Schuppen

Obere Orglen-Schuppe

Die Obere Orglen-Schuppe besteht im Kartengebiet nur aus «Globotruncanenmergel» und der daraufliegenden Martinsmad-Formation der Sardona-Decke. Zwischen Trinserhorn und der östlichen Kartengebietsgrenze handelt es sich um drei enge Synklinalen und Antiklinalen oder Schuppen. Die Obere Orglen-Schuppe und -Aufschiebung wird an ihrer Oberseite von der Calanda-Aufschiebung abgeschnitten, ersichtlich in der Nordostwand des Trinserhorns hin zum Sardonapass. Es könnte sein, dass die Martinsmad-Formation und der «Globotruncanenmergel» südlich und südwestlich des Mörderhorns zwischen Mittelegg und Wasserberg und über Tritthöreli ins Rindermättli noch zur Oberen Orglen-Schuppe gehört. Der Versatzbetrag entlang der Oberen Orglen-Aufschiebung ist schwer abzuschätzen, da die Aufschiebung etwa parallel zum überkippten Schenkel der Sardonagletscher-Synklinale verläuft; er scheint aber etwa 1 km zu betragen.

Untere Orglen-Schuppe

Die Untere Orglen-Schuppe besteht im Kartengebiet nur aus Gesteinen der Sardona-Decke; weiter östlich, im Gebiet von Blatt Vättis, reicht die stratigraphische Abfolge bis in die Quinten-Formation hinunter. Im Gebiet von Blatt Elm zeigt sie als einzige Schuppe im Vorab-Komplex die komplette Sequenz der Sardona-Decke und zugleich ihre grösste Mächtigkeit. Östlich des Piz Sardona besteht die Untere Orglen-Schuppe nur aus der (vollständigen) Martinsmad-Formation der Sardona-Decke, westlich davon ist zusätzlich der «Globotruncanenkalk und -mergel» (Seewen-Formation) erhalten.

An der Oststeite des Piz Sardona ist gut zu sehen, dass die Schuppe hier aus den überkippten *Sardonahütte-Antiklinale* und *Sardonagletscher-Synklinale* besteht (Taf. II, 31, 32). Die Sardonagletscher-Synklinale hat einen mächtigen Normal-schenkel und einen ausgedünnten Verkehrtschenkel. Die Schichtung fällt vielerorts quer zur Schieferung S1 nach Westen oder Südwesten ein. Die Synklinale ist hier nordostvergent, steht also ebenfalls quer zur Schieferung S1. Die Sardonagletscher-Synklinale ist demnach älter als die Schieferung S1. Dies folgt auch daraus, dass die Sardonagletscher-Synklinale von der Calanda-Aufschiebung diskordant

abgeschnitten wird, während die Schieferung S1 durch diese Aufschiebung schneidet. Diese Synklinale steht quer zur Calanda-, Oberen Orglen-, Marchegg-horn- und Muotatalsattel-Aufschiebung. Die Untere Orglen-Aufschiebung und die Älplichopf-Aufschiebung scheinen mehr parallel zum Streichen der Sardona-Äntiklinale zu verlaufen. Es ist naheliegend, dass die Sardona-Äntiklinale in nordwestlicher Richtung, nordwestlich der Grossi Schieben und südöstlich oberhalb der Schiebenrus, wieder zum Vorschein kommt. Der grosse Sardonaquarzit-Boudin (vgl. Taf. I, Profile 4, 5) fällt hier nach Südosten ein und entspräche so dem Verkehrtchenkel. Die nordostvergente überkippte Sardona-Äntiklinale und die Sardona-Gletscher-Synklinale sind westlich des Piz Sardona durch nordwestvergente Aufschiebungen verschuppt, was am Chämmler und am Mörderhorn gut zu sehen ist. Ob hier und weiter westlich noch ältere Querfalten vorhanden sind, bleibt unklar. Die alte Nordostvergenz könnte vielleicht erklären, weshalb im Westen der Unteren Orglen-Schuppe noch «Globotruncanenkalk und -mergel» der Sardona-Decke vorkommen bzw. dass die Aufschiebung nordostwärts in der schuppeninternen Stratigraphie steigt.

In der Unteren Orglen-Schuppe sind die Martinsmad-Formation und vor allem der Sardona-Quarzit sehr mächtig (Chämmler, Mörderhorn, Sardona-Äntiklinale), während sie in der Oberen Orglen-Schuppe wie auch in der Calanda-Schuppe sehr dünn ausgebildet sind. Im überkippten Schenkel der Sardona-Gletscher-Synklinale der Unteren Orglen-Schuppe sind Martinsmad-Formation und vor allem der Sardona-Quarzit allerdings ebenfalls sehr dünn ausgebildet, wahrscheinlich aus tektonischen Gründen.

Marchegg-horn-Schuppe

Die Marchegg-horn-Schuppe und die nördlich angrenzende Muotatalsattel-Schuppe bestehen aus zwei Schuppen der Sardona-Decke, die während einer früheren Phase aufeinander geschoben wurden: die Gspaltengrat-Schuppe und die darauf liegende Älplichopf-Schuppe (Fig. 31, 32; Taf. I, Profile 5, 6). Zur Marchegg-horn-Schuppe gehören auch Teile der Blattengrat-Decke (Stad-Formation), die in kleinen Fenstern durch die Sardona-Überschiebung hier und da sichtbar sind (Taf. I, Profil 5).

Die Stad-Formation der Blattengrat-Decke der Marchegg-horn-Schuppe ist in verschiedenen kleinen tektonischen Fenstern der Sardona-Überschiebung unterhalb der Gspaltengrat-Schuppe aufgeschlossen. So südlich des Älplichopf am Chli Gletscherbach auf ca. 2200–2240 m ü. M., im Marchtal westlich des Schwarzhopf auf 2250 m ü. M., auf 2150–2190 m ü. M. und südwestlich des Gupfen auf 2020–2060 m ü. M., südlich des Bärenhopf westlich des Plättli (bei Koord. 2742.300/1199.460, versackt) sowie am Vordere Chrazeri, im Plattental und östlich des Bärenhopf. W. Leupold (unpubl. Karte 1:10000, Archiv Landesgeologie) hatte diese Aufschlüsse zwar als «Globotruncanenmergel» kartiert, jedoch ist weiter

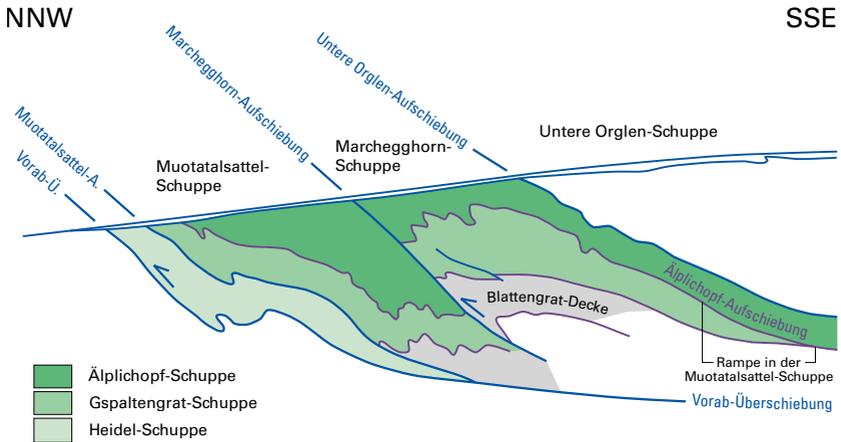


Fig. 32: Schuppenbau in der Sardona-Decke in den nördlichen Schuppen des Vorab-Komplexes (vgl. Taf. I, Profil 5).

östlich, im Aufschluss bei Läuzig mit Nummulitenkalk der Euthal-Formation (Bl. Vättis) zu sehen, dass es sich um schiefrigen Mergel der Stad-Formation handelt, der zur Blattengrat-Decke gehört.

Gspaltengrat-Schuppe (Sardona-Decke der Marcheggghorn-Schuppe)

Die Gspaltengrat-Schuppe besteht im Kartengebiet lediglich aus einer normal liegenden Abfolge der Martinsmad-Formation. Sie zeigt sich im nördlichen Hang des Calfeisentals mit mächtigem, teilweise versacktem Sardona-Quarzit. Im Westen wird sie durch die Älplichopf-Aufschiebung, im Norden durch die südfallende Marcheggghorn-Aufschiebung abgeschnitten, entlang derer sie gegenüber der auf ihr liegenden Älplichopf-Schuppe etwa 400 m vertikal versetzt ist. Im Westen, in der Gegend von Tschuppen und Chlini Chalberweid bei der Raminer Mittelstafel, keilt die Marcheggghorn-Schuppe aus und ist weiter südwestlich unter der Unteren Orglen-Schuppe vielleicht nur noch verschert («Untere Schuppenzone») als Melange vorhanden.

Älplichopf-Schuppe (Sardona-Decke der Marcheggghorn-Schuppe)

Die auf der Gspaltengrat-Schuppe liegende Älplichopf-Schuppe besteht ebenfalls nur aus einer normal liegenden Abfolge der Martinsmad-Formation, mit

einem auffallend geringmächtigen Infraquarzitischen Flysch. Die Basisüberschiebung der Älplichopf-Schuppe (*Älplichopf-Aufschiebung*) schneidet die Gspaltengrat-Schuppe etwa 700 m westlich von Hexenbühel ab, so dass eine Rampe in der Gspaltengrat-Schuppe gebildet wurde (zu sehen bei Koord. 2739.896/1198.250, ca. 1970 m ü. M.). Wie die Sardona-Antiklinale streicht auch diese Rampe der Gspaltengrat-Schuppe etwa Nordwest-Südost und damit quer zur Schieferung. Der Sardona-Quarzit der Gspaltengrat-Schuppe scheint dabei durch Schleppung nach Nordosten umgebogen zu sein. Die Schieferung S1 fällt nach Südosten ein und schneidet quer durch die Antiklinale und durch die Älplichopf-Aufschiebung.

Marchegghorn-Aufschiebung

Die Marchegghorn-Aufschiebung schneidet steiler durch die Gspaltengrat-Schuppe, und die Älplichopf-Schuppe und müsste in der Gegend der Bärenschindel im Ramital in der «Unteren Schuppenzone» (WEGMANN 1961) auf die Vorab-Überschiebung stossen. Sie müsste hier von der Vorab-Überschiebung abgeschnitten worden sein. Der vertikale Versatz der Marchegghorn-Aufschiebung beträgt etwa 400 m.

Muotatalsattel-Schuppe

Die Muotatalsattel-Schuppe (Fig. 31, 32) besteht aus zwei übereinanderliegenden Schuppen der Sardona-Decke (Gspaltengrat-Schuppe, Älplichopf-Schuppe) und Teilen der darunterliegenden Stad-Formation der Blattengrat-Decke (Fig. 31, 32). Die Gspaltengrat-Schuppe und die Älplichopf-Schuppe sind ähnlich ausgebildet wie in der südlich angrenzenden Marchegghorn-Schuppe. Die Aufschlüsse der unter der Gspaltengrat-Schuppe liegenden Stad-Formation der Blattengrat-Decke befinden sich im Plattental am Kartengebietsrand und in einem dünnen Band entlang der Muotatalsattel-Aufschiebung im Muotatal und am Gspaltengrat. Zur Muotatalsattel-Schuppe gehört die (verschuppte) Antiklinale des Plattenfirst.

Heidel-Schuppe

Die Heidel-Schuppe bildet die nördlichste Schuppe des Vorab-Komplexes im Kartengebiet (Fig. 31, 32). Es handelt sich um eine dünne, lediglich aus einem überkippten(?) Faltenschenkel aus Sardona-Flysch bestehende Schuppe, die vielleicht der Gspaltengrat-Schuppe entspricht.

Nordhelvetischer Flysch

In Las Palas und der Ober Maad westlich des Grischsattels bis zum Zwölfhorn treten Sandsteinbänke und schiefriger Tonstein der Tavayannaz-Formation

der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe in der Unteren Mirutta-Schuppe im normalen und im überkippten Schenkel der Il-Vonn-Synklinale auf. Ob sie in Bezug auf ihre Unterlage, der Stad-Formation, autochthon oder allochthon sind, konnte nicht festgestellt werden. Zumindest wurden sie zusammen als Teil des allochthonen Vorab-Komplexes transportiert.

Blattengrat-Decke

Die auch paläogeographisch südlichsten Vorkommen der Blattengrat-Decke treten im Vorab-Komplex im Kartengebiet in der Unteren Mirutta-Schuppe, der Calanda-Schuppe, der Marchegghorn-Schuppe und der Muotatalsattel-Schuppe auf. In der Unteren Mirutta-Schuppe befinden sich die Sedimente der Blattengrat-Decke im Kern der Il-Vonn-Synklinale westlich des Grischsattels bis westlich hinter dem Zwölfihorn sowie östlich von Ofen, Il Vonn und weiter östlich in der Raschaglius-Synklinale bis hinter die Fuorcla Raschaglius. Eine dünne Lage möglicher Blattengrat-Decke am Plaun dils Agls bis in die Val Sax ist Teil der Calanda-Schuppe. Die Blattengrat-Decke der Marchegghorn- und der Muotatalsattel-Schuppe findet sich in verschiedenen Fenstern in der Sardona-Überschiebung im Calfeisen- und Muotatal (s. o.).

Die zwischen Blattengrat-Decke des Rietboden-Komplexes und Blattengrat-Decke des Vorab-Komplexes fehlenden Teile müssten entlang der Vorab-Überschiebung abgeschnitten worden sein. Die Blattengrat-Decke des Rietboden-Komplexes hat ihr südliches Ende an der Jetzalp-Aufschiebung, die selber, ca. 200 m höher, von der Vorab-Überschiebung abgeschnitten wird. Sie müsste entlang der Vorab-Überschiebung weit nordwärts verschoben und mit dieser von der Glarner Hauptüberschiebung abgeschnitten worden sein.

Sardona-Decke

Die Sardona-Decke tritt im Kartengebiet in allen Schuppen des Vorab-Komplexes, ausser in der Oberen Mirutta-Schuppe und in der Tschep-Schuppe, auf. Auffallend ist, dass die mächtigste und auch die einzig komplette Abfolge Teil der Unteren Orglen-Schuppe ist. Vor allem der Sardona-Quarzit ist hier am mächtigsten, während er in den südlicheren Obere Orglen-Schuppe und Calanda-Schuppe bedeutend weniger mächtig ist. Dass der daraufliegende Supraquarzitische Flysch in den südlicheren Schuppen dünner ausgebildet ist und der Suren-Flysch überhaupt nicht mehr vorkommt, kann daran liegen, dass sie von der Segnas-Überschiebung bzw. der Glarner Hauptüberschiebung abgeschnitten wurden.

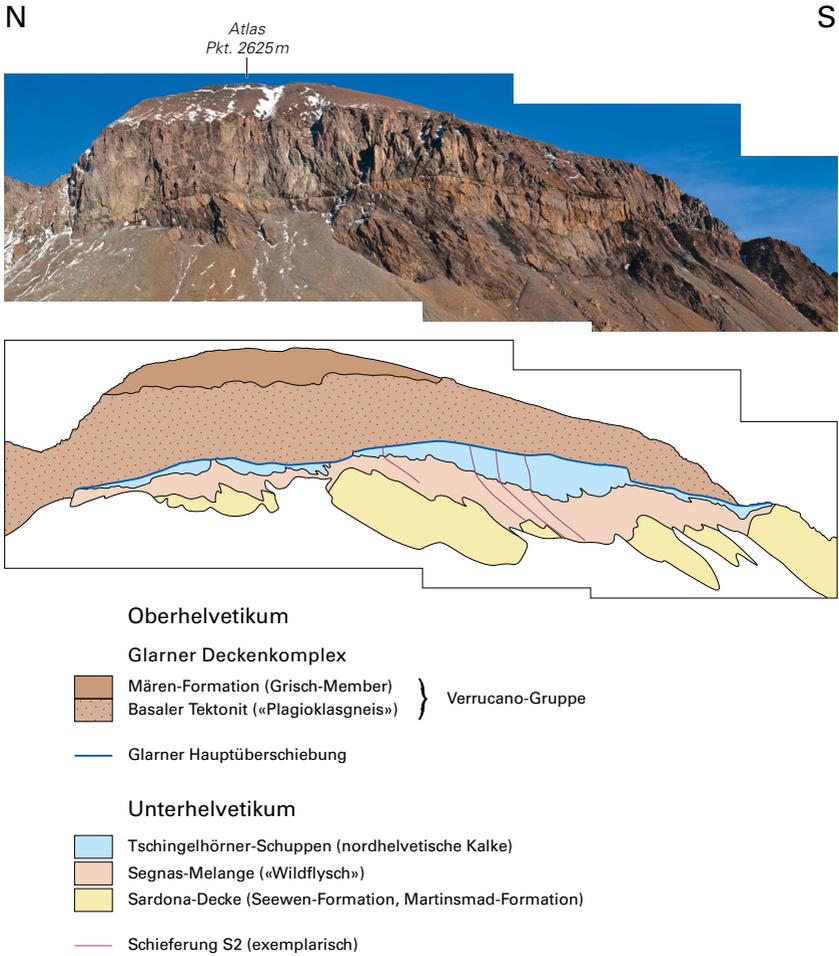


Fig. 33: Gliederung der tektonischen Einheiten im Bereich der Glarner Hauptüberschiebung am Atlas im südlichen Kartengebiet zwischen Pkt. 2826 m und Pkt. 2614 m. Blick gegen Osten, Bildbreite ca. 1 km. Foto B. den Brok, 2016.

Segnas-Komplex

Der Segnas-Komplex umfasst die tektonischen Einheiten, die während der Platznahme des Oberhelvetikums teilweise mitgeschleppt und mitgeschert wurden und direkt unterhalb der Hauptüberschiebung geblieben sind. Es handelt sich, von unten nach oben, um das Schabell-Melange, die Tschingelhörner-Schuppen und den Lochsiten-Kalk (Fig. 33).

Schabell-Melange

Beim Schabell-Melange handelt es sich eigentlich um zwei verschiedene Melanges, die nur kartiertechnisch zusammengefasst werden, weil sie schwer voneinander abzugrenzen sind (vgl. Fig. 13, 14): das Segnas-Melange und das darunterliegende Nägelistock-Melange, das nur im Nordwesten des Kartengebiets auftritt.

Das *Segnas-Melange* ist ein oft besonders wilder «Wildflys», der in einer bis ca. 100 m mächtigen Zone unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung während der früheren Phase dieser Überschiebung durch Zerschering des Liegenden als ein tektonisches Melange, als Scherzone, entstanden ist. Im Segnas-Melange kommen Boudins aller Grössenordnungen bis zu mehr als 100 m Länge vor (z.B. das «Globotruncanenmergel»-Boudin nördlich des Segnespasses). Wegen der Grösse und der unterschiedlichen Herkunft der Boudins sowie der Matrix aus schwarzem schiefrigem Tonstein entsteht der Eindruck eines Olisthostroms. Hinweise auf einen sedimentären Ursprung der schwarzen Tonsteinmatrix zur Zeit der Melange-Bildung liegen jedoch nicht vor. Fast alle Falten, Auf- und Überschiebungen des Rietboden- und des Vorab-Komplexes werden durch das Segnas-Melange diskordant abgeschnitten. Der Scherungsbetrag muss sehr gross sein, da man nirgends Gesteinsabfolgen des Liegenden beobachten kann, die in das Melange hineindrehen. So wird im Il Vonn die steilstehende überkippte Taveyannaz-Formation durch das Segnas-Melange abgeschnitten, ist aber weiter nördlich nirgendwo im Melange zu finden. Die Untergrenze des Segnas-Melanges müsste dementsprechend eine Überschiebung sein, die hier als Segnas-Überschiebung bezeichnet wird; wo sie aber genau verläuft, ist durch nachträgliche Deformation immer sehr schwer festzustellen. Jedenfalls ist es keine scharfe tektonische Grenze im Sinne eines Mylonits oder einer auffallenden Menge an Slickensides oder tektonischen Adern, anhand denen ein Finger auf die Überschiebung gelegt werden könnte.

Das Melange wurde zweimal verfaltet; sowohl die Schieferung S1 als auch die Schieferung S2 schneiden durch die Überschiebung, aber Letztere bildet meist die Hauptschieferung (SCHMID 1975). Die Faltenachsen zeigen dadurch in verschiedene Richtungen, auch weil die auf dem Melange liegenden Tschingelhörner-Schuppen oft Begrenzungen quer zum dominanten Streichen haben. Auch gibt es im Melange, v.a. gegen die Glarner Hauptüberschiebung zahlreiche Adern, die wäh-

rend den verschiedenen Deformationsphasen gebildet, boudiniert und verfault wurden. Dessen ungeachtet bildet die Segnas-Überschiebung die Basis des Segnas-Melanges. So entstand der «wilde» Aspekt des Melanges.

Das Segnas-Melange ist nicht überall vorhanden, sondern wurde bereits früh, v.a. während der Ruchi-Phase (s. Abschnitt Tektonometamorphe Entwicklung, S. 180f.) verfault und anschliessend durch die Glarner Hauptüberschiebung abgeschnitten (Taf. III, Panoramen 1, 2).

Rings um den Piz Segnas und den Surenstock wurde das Segnas-Melange von WEGMANN (1961) als «Obere Schuppenzone» und von LIHOU (1996b, pl. 2, Profil A) als «Calfeisen-Digitation» kartiert. STYGER (1961, Abb. 3, S. 126) bildet nördlich des Scheidstöckli das Segnas-Melange ab, OBERHOLZER (1942) kartierte es als «Wildflynch». Fast überall findet man es unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung auf seiner Karte noch als eine dünne Lage eingetragen, auch wenn dort keine Sardona-Decke aufgeschlossen ist.

Beim *Nägelistock-Melange* handelt es sich um eine intensiv boudinierte Abfolge, wobei nicht entschieden werden konnte, ob es sich um Teile der Blattengrat-Decke oder der Sardona-Decke handelt, oder ob es vielleicht sogar ein Äquivalent der Bad-Ragaz-Decke (LÖPFE et al. 2018) darstellt. Wegen der intensiven Deformation konnte es auch nicht vom Segnas-Melange abgegrenzt werden. Im Profilschnitt (Taf. I, Profil 3) scheint das Nägelistock-Melange in der Verlängerung der überkippten Prägel-Schuppe des Sardona-Komplexes zu liegen. Es könnte sich aber auch um die Rietboden-Schuppe der Blattengrat-Decke handeln.

Tschingelhörner-Schuppen

Zu den Tschingelhörner-Schuppen zählen die Martinsloch-Schuppe und die Mannen-Schuppe unter den Tschingelhörnern, die Ofen-Schuppe mit der Ofen-Falte an der Westseite des Ofens, die Il-Vonn-Schuppe an dessen Ostseite, die Bündnerjoch-Schuppe, die Atlas-Schuppen (Fig. 34), die Fil-de-Cassons-Schuppe (grösstenteils im Gebiet von Bl. Flims) und die Foostock-Schuppe (vgl. Taf. III, Panoramen 1, 2; Fig. 33). Alle weiteren kleineren Schuppen werden zum Unteren Lochsiten-Kalk gerechnet.

Die Tschingelhörner-Schuppen entsprechen den subhelvetischen Schuppen oder «Scherben» (TRÜMPY 1969, SCHMID 1975) bzw. den allochthonen Schuppen des Infrahelvetikums (MILNES & PFIFFNER 1977, LIHOU 1996b) und entsprechen in ihrer tektonischen Position auch den Fiseten-Orthalden-Schuppen an der Basis der Axen-Decke (Bl. Linthal, HANTKE et al. 2019). Sie werden hier neutral als Tschingelhörner-Schuppen und nicht als subhelvetisch oder allochthon infrahelvetisch bezeichnet, da es andere subhelvetische bzw. allochthon infrahelvetische Schuppen gibt (z.B. die Griesstock-Decke oder die Schuppen im allochthonen Vorab-Komplex), die in früheren Deformationsphasen entstanden, bzw. «ein anderes tektonisches Erlebnis hatten» (TRÜMPY 1969, S. 114). Die Tschingelhörner-Schuppen besit-

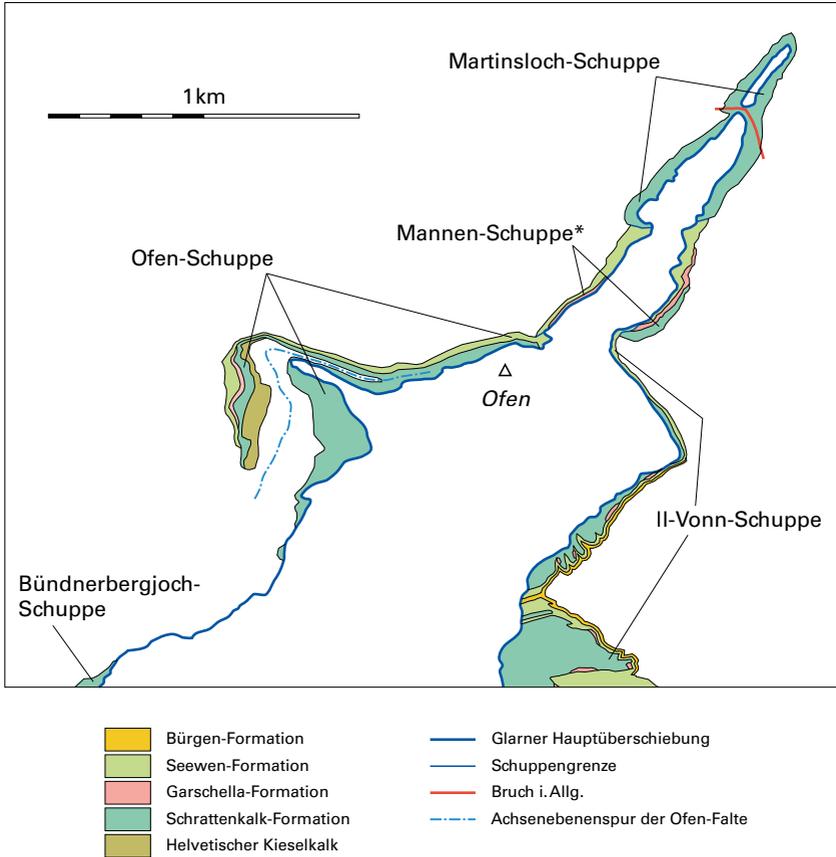


Fig. 34: Übersicht der Verbreitung, der Gliederung und des Aufbaus der Tschingelhörner-Schuppen im südlichen Kartengebiet mit den im Text verwendeten Bezeichnungen der internen Schuppen. *) Die Bezeichnung Mannen geht, mangels aktueller Alternativen, auf eine frühere Beschriftung auf der Siegfriedkarte (bis 1959) zurück.

zen eine komplizierte Struktur. Grösstenteils bestehen sie aus älteren Falten, die an der Unterseite durch die Tschingelhörner-Überschiebung und an der Oberseite durch die Glarner Hauptüberschiebung diskordant abgeschnitten wurden.

Die *Martinsloch-Schuppe* besteht aus zwei aufeinandergeschobenen Teilschuppen. Die flache Überschiebung zwischen beiden Teilschuppen geht mitten durch das Martinsloch. Die untere Teilschuppe besteht aus Schrattenkalk und dunkelgrauem schiefrigem Mergel (wahrscheinlich der Amden-Formation, s. S. 76). Ob dieser Mergel ursprünglich auf Schrattenkalk geschoben wurde und die untere Schuppe somit normal liegt, oder ob der Schrattenkalk ursprünglich auf den Mergel geschoben wurde und die untere Schuppe somit überkippt liegt, ist unklar. Die untere Teilschuppe wurde verfaultet, bevor die obere Teilschuppe darüber geschoben wurde. Unterhalb des Grossen Tschingelhorns ist auf beiden Seiten gut zu sehen, dass die Überschiebung der oberen Teilschuppe den verfaulteten Kontakt zwischen Schrattenkalk und Amden-Mergel abschneidet. Die obere Teilschuppe der Martinsloch-Schuppe besteht aus Schrattenkalk-Formation und Helvetischem Kieselkalk; beiden sind eng verfaultet. Diese spitzen Falten sind wegen des Farbkontrasts zwischen dem braunen Kieselkalk und dem hellgrauen Schrattenkalk gut zu sehen und bilden südlich des Grossen Tschingelhorns zusammen eine NNE-vergente Synklinale mit einem kurzen, von der Glarner Hauptüberschiebung abgeschnittenen überkippten Schenkel und einem langen, bis an den Segnespass reichenden normalen Schenkel. Auch an der Unterseite an der Überschiebung der oberen auf die untere Teilschuppe wurden diese Falten abgeschnitten und sind somit älter als diese Überschiebung.

Die südlich angrenzende *Mannen-Schuppe* liegt an der Nordwestseite der Tschingelhörner überkippt und an der Südostseite normal (vgl. Taf. III, Panoramen 1, 2). Sie besteht aus einer liegenden, wahrscheinlich nordwestvergenten engen Synklinale mit der Seewen-Formation im Kern. Die sowohl an der Unterseite als auch an der Oberseite abgeschnittene Umbiegung der Schuppe ist südlich des Tschingelhorns (Pkt. 2846 m) dank des Vorkommens von heller Schrattenkalk-Formation neben der fast schwarzen Garschella-Formation gut zu sehen (Koord. ca. 2735.600/1195.115). Die überkippte Lage an der Nordwestseite der Schuppe ist zu erkennen am Vorkommen von Resten der Garschella-Formation auf der Seewen-Formation, gerade unterhalb der Hauptüberschiebung.

Die Ofen-Antiklinale an der Westseite des Ofens bildet eine NNE-vergente antiklinal verfaultete Schuppe, die *Ofen-Schuppe*. Sie hat einen etwa horizontal liegenden normalen Schenkel (Helvetischer Kieselkalk und Schrattenkalk-Formation) und einem 205/25 orientierten überkippten Schenkel (Helvetischer Kieselkalk bis Bürgen-Formation). Der Öffnungswinkel beträgt 25°.

Der beste Blick auf die Ofen-Antikline bietet sich vom Mittaghorn, aber die Umbiegung ist am Besten in der Ofen-Nordwand zu sehen, wo die Falte aber, von Norden aus gesehen, als eine liegende, sich nach Westen öffnende isoklinale Falte erscheint.

Die Faltenachse ist mit etwa 115-00 fast parallel zur Ofen-Nordwand orientiert und verläuft somit in einem beträchtlichen Winkel zu der Schieferung S1 und S2, die hier beide auch noch steiler stehen als der überkippten Schenkel (S1 und S2 fallen hier typischerweise mit 45–55° nach 167° ein). Die Falte ist somit deutlich älter als die Schieferung. Im Kern der Ofen-Antiklinale befindet sich unter dem Helvetischen Kieselkalk, mitverfaltet, ein tektonisches Gemisch von schwarzem schiefrigem Tonstein und hellerem grauem schiefrigem Mergel (Späte Kreide oder Eozän, kartiert als Schabell-Melange). Die Schuppe muss demzufolge schon vor der Faltung über diese jüngeren Gesteine geschoben worden sein.

Die Il-Vonn-Schuppe an der Ostseite des Ofens liegt vollständig überkippt (vgl. Fig. 34) und könnte dem überkippten Schenkel der Ofen-Antiklinale entsprechen. Südlich des südlichen Tschingelhorns ist zu sehen, wie die überkippte Seewen-Formation der Il-Vonn-Schuppe flach nordwärts über die schon verfaltete, steilstehende Schratzenkalk- und Garschella-Formation der südlichen Tschingelhörner-Schuppe geschoben wurde (Taf. III, Panorama 1). Bei den grossen kusatlobaten Falten der Il-Vonn-Schuppe im Il Vonn selber (ca. 2735.440/1194.460) ist es schwer, zwischen den Kalken der Seewen-Formation und der Schratzenkalk-Formation zu unterscheiden; die Garschella-Formation tritt hier in Form zweier kleiner Boudins in Erscheinung. Hier wurde eine ältere, wahrscheinlich nordostvergente liegende Falte durch die NNW-vergenten kusatlobaten Falten verfault.

An der Ostseite des Ofens schneidet die Il-Vonn-Schuppe die Il-Vonn-Synklinale sowie die Il-Vonn-Aufschiebung, die Obere Mirutta-Aufschiebung und knapp südlich ausserhalb des Kartengebiets die Tschep-Aufschiebung diskordant ab. Die Schuppe liegt also tektonisch überkippt auf den Rücken der Tschep-Schuppe. Auch die Ofen-Schuppe liegt diskordant auf der Abfolge der Blattengrat-Decke überschoben, und auch dort, westlich des Grischsattels, ist anzunehmen, dass die Ofen-Schuppe die Tschep-Aufschiebung abschneidet und mit der etwa 500 m südwestlich aufgeschlossenen Schuppe des Bündnerbergjochs zu verbinden ist, wie schon WYSSLING (1950, Profil 5) dargestellt hat. Die Tschingelhörner-Schuppe kommen demzufolge von weiter südlich her als der Normalschenkel der Tschep-Schuppe.

Die Atlas-Schuppen (Fig. 33, 34) sind nicht mehr als 10–20 m mächtig. Sie bestehen aus einer Abfolge von Helvetischem Kieselkalk, Schratzenkalk-Formation, Garschella-Formation, Seewen-Formation und Bürgen-Formation mit schwarzem schiefrigem Tonstein und glaukonitischen Sandkalkbänken mit grossen Nummuliten. Sie liegen überkippt und sind an ihrem Südende zu einer nordwestvergenten liegenden Synform gefaltet (als überkippte Antiklinale) mit langem Verkehrt- und kürzerem Normalschenkel. Sie standen wahrscheinlich in Verbindung mit der Fil-de-Cassons-Schuppe, die ebenfalls überkippt liegt. Somit liegen alle Tschingelhörner-Schuppen östlich und westlich von Las Palas und am Atlas überkippt.

Bei der Foostock-Schuppe (Süd- und Ostseite des Foostocks) fällt auf, dass die Mächtigkeit der Schuppe von Süden nach Norden stetig abnimmt, um an der Nase

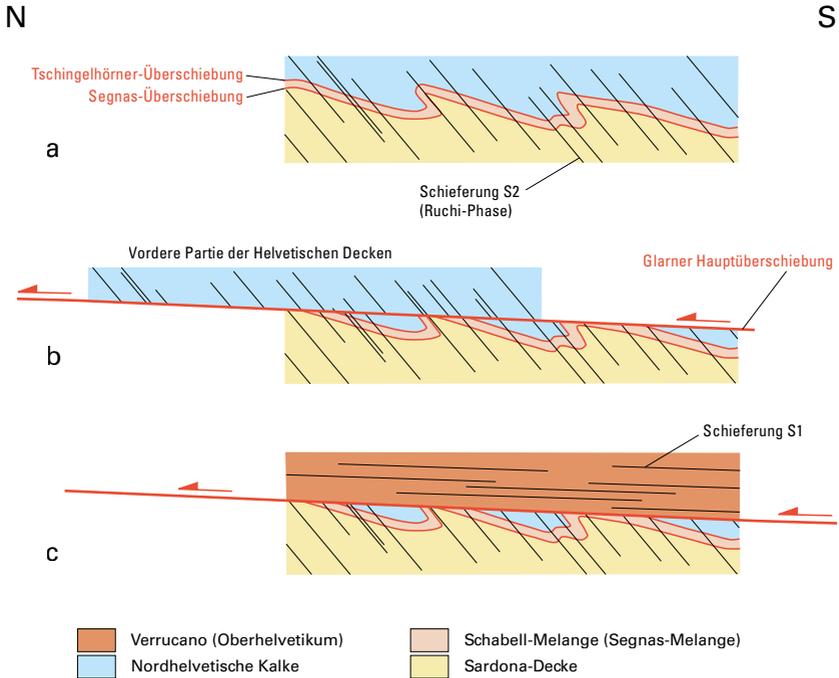


Fig. 35: Schematische Darstellung der Entstehung der Tschingelhörner-Schuppen im Zusammenhang mit der Bildung der Glarner Hauptüberschiebung.

nördlich der Prägelhütte wieder mächtiger zu werden. An der südlichen Nase, bei Pkt. 2373 m, steht die Unterseite der Schuppe steil und streicht etwa SSW–NNE.

Die Unterseite der Tschingelhörner-Schuppen, die Tschingelhörner-Überschiebung, wurde durch kuspate-lobate Falten (ALB. HEIM 1921 nannte sie «Walzen») verfalltet, die die Runzelschieferung S2 als Achsenebenenschieferung hat. S2 schneidet demnach steil hinauf durch den Kontakt der Tschingelhörner-Schuppen mit dem Schabell-Melange und ist die dominante Schieferung in den Schuppen. Die Tschingelhörner-Überschiebung ist somit älter als die Schieferung S2. Da die Schieferung S2 jünger als die Hauptüberschiebung ist, folgt daraus, dass die Tschingelhörner-Schuppen bereits an ihrem jetzigen Platz lagen, als die Hauptüberschiebung aktiv wurde, und nicht während der Hauptüberschiebung mit den helvetsischen Decken «mitgeschleppt» oder «mitgerissen» (TRÜMPY 1969, S. 114) wurden. Die Schieferung S2 schneidet steil durch alle Tschingelhörner-Schuppen

und die Ofen-Antiklinale, die somit älter als die Schieferung sind. Folglich handelt es sich um Reste frontaler Partien der helvetischen Decken, die früh zurückgeblieben und während der Hauptüberschiebung überfahren worden sind. Die Überschiebung der Tschingelhörner-Schuppen wurde während S2 gefaltet. Danach schnitt die Überschiebung etwa entlang derselben Grenze weiter, wodurch die synklinalen Teile unter der Überschiebung als Reste zurückblieben (Fig. 35).

Lochsiten-Kalk

Der Lochsiten-Kalk wird in einen Unteren und in einen Oberen Lochsiten-Kalk unterteilt (Fig. 36; s. S. 76 ff.). Der Obere Lochsiten-Kalk bildet eine deutliche, etwa 25 cm mächtige Scherzone, wobei aufgrund der Korngrößenverkleinerung innerhalb der Scherzone meist von einem Mylonit oder vom Lochsiten-Kalkmylonit gesprochen wird (z.B. SCHMID 1975).

Früher wurde angenommen, dass die kleinere Korngrösse des Mylonits durch spröde kataklastische Deformation zustande kommt ($\mu\acute{\omega}\lambda\omicron\varsigma$ = Mühle), wobei die kleinen Fragmente oder Körner durch nachträgliche Rekristallisation wieder zusammenwachsen. So nannte ROTH-PLETZ (1898, S. 172) die Scherzone im Lochsiten-Kalk einen Mylonit. Heutzutage geht man meist davon aus, dass Mylonite durch kristallplastische Deformationsmechanismen entstehen. Da spröde Deformationsmechanismen (Aderbildung und Kataklaste) einen wichtigen Beitrag zur Bildung der Scherzone geleistet haben könnten (vgl. BURKHARD et al. 1992), wurde der neutrale Begriff Lochsiten-Tektonit vorgeschlagen (S. M. Schmid in HERWEGH et al. 2008).

Der Untere Lochsiten-Kalk wird typischerweise durch kuspate-lobate Falten («Walzen» gemäss ALB. HEIM 1878) an der Unterseite und eine gerade Oberseite parallel zur Überschiebung charakterisiert (Fig. 36). Die steilere Runzelschieferung S2, wenn sie entwickelt ist, steht immer parallel zur Faltenachsebene der kuspate-lobate Falten. Die ältere Schieferung S1 wird durch sie verfaultet und bildet meist einen kleinen Winkel mit der Unterseite des Lochsiten-Kalks. Beide Schieferungen drehen in den oberen 10–20 cm des Lochsiten-Kalks in der Scherzone des Oberen Lochsiten-Kalks parallel zur Hauptüberschiebung. Nirgends sieht man S1 oder S2 durch die Scherzone des Oberen Lochsiten-Kalks schneiden. Die Scherzone ist demnach jünger als die Runzelschieferung S2 (vgl. Abschnitt Schieferung, S. 161 ff.).

Es könnte der Eindruck entstehen, dass das Eindrehen von S2 in die oberen Zentimeter des Lochsiten-Kalks gleichzeitig mit der Entwicklung von S2 stattgefunden hat, wobei das Eindrehen von S2 nach oben dann eine zunehmende Scherverformung widerspiegeln würde. Dagegen spricht aber, dass S2 meist sehr steil steht. Es gibt sogar Stellen, wo die Schieferung S2 direkt unterhalb der Hauptüberschiebung fast senkrecht zur Hauptüberschiebung steht, zum Beispiel am SSE-Grat des Tristelhorns, knapp ausserhalb des Kartengebiets (bei Koord. ca. 2742.955/1195.755, ca. 2940 m ü. M. und 2742.750/1195.390, ca. 2770 m ü. M.). Dort fällt S2 mit 006/85 bzw. 008/86 sogar nach Norden ein, während die Überschiebung hier weniger als 10° nach Süden einfällt. Das passt nicht zu einer Bildung von S2 während der Hauptüberschiebung (vgl. SCHMID 1975, S. 257). Auch ist nirgendwo unterhalb des Oberen Lochsiten-Kalks festzustellen, dass S2 nach oben hin systematisch flacher wird, wie auch SCHMID (1975) und FUNK et al. (1983, S. 99)

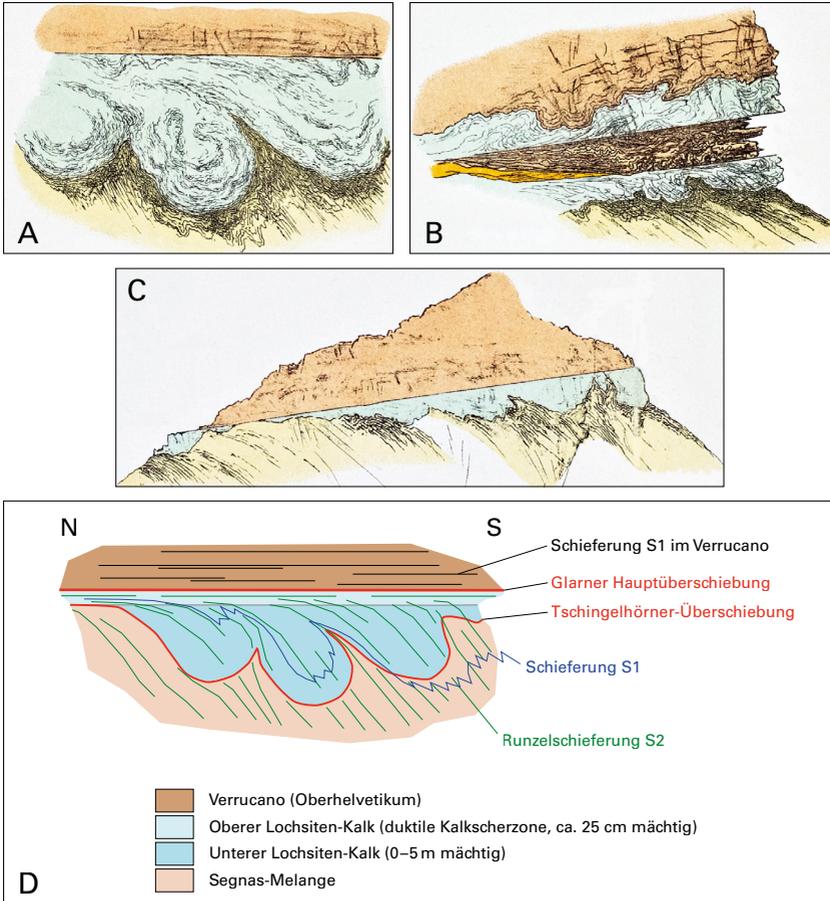


Fig. 36: Kusat-lobate Falten im Lochsiten-Kalk am Foostock. A: Abbildungen (gespiegelt) von ALB. HEIM (1891, Taf. 4, Fig. 4, 5, 6). B: Darstellung der Schieferungen.

feststellten. Sie steht meist überall gleich steil und biegt erst in den oberen Zentimetern in den Obere Lochsiten-Kalk um oder wird hier und da sogar steiler (vgl. SCHMID 1975, S. 258). Man sieht auch meist, wie die S2, wenn sie von unten aus dem schiefrigen Mergel hoch in die resistenten Kalke der Tschingelhörner-Schuppen schneidet, durch Refraktion viel steiler wird (z.B. Fig. 33). Auch wird S2 an der Unterseite der resistenten Tschingelhörner-Schuppen, d.h. and der Tschingelhörner-Überschiebung, nicht einrotiert. Eine Scherung hat hier während oder nach S2 nicht stattgefunden. Hätte es sie gegeben, wäre zu erwarten, dass die resistenten Kalke der

Schuppen über den schiefrigen Mergel des Schabell-Melanges nordwärts geschoben worden wären und die Schieferung S2 in das leicht deformierbare Segnas-Melange am Kontakt mit den aufliegenden harten mesozoischen Kalken nordwärts einbiegen würde, wie oben an der Hauptüberschiebung; doch das Umgekehrte ist der Fall. Sie biegt hoch durch Refraktion. SCHMID (1975, S.257) weist zudem darauf hin, dass S2 senkrecht zur Verkürzungsrichtung steht und die dabei entstanden Strukturen symmetrisch sind, und dass man nirgendwo sieht, dass diese Strukturen während der Bildung von S2 nordwärts eingeschert wurden, wie auch wir feststellen konnten.

Die kuspate-lobaten Falten (vgl. Fig. 36) zeigen, dass der Untere Lochsiten-Kalk während der Bildung dieser Falten und der Runzelschieferung S2 resistenter war als das unterliegende, aus schiefrigem Tonstein und Mergel bestehende Segnas-Melange (SCHMID 1975, FUNK et al. 1983, S. 101). Ganz ähnliche kuspate-lobate Falten sind auch weit unterhalb der Hauptüberschiebung, z.B. im Sernftal am Kontakt des Nummulitenkalks der Euthal-Formation mit dem unterliegenden schiefrigen Mergel der Amden- oder Wang-Formation zu finden. Sie haben nichts mit der Hauptüberschiebung zu tun, sondern sind während der Bildung von S2 und *vor* der Bildung der Hauptüberschiebung entstanden.

Im nächsten Stadium der Deformation entstand während der Hauptüberschiebung die obere, ca. 25 cm mächtige Scherzone, in der S1 und S2 eingedreht wurden. Dabei wurde weder eine Streckungslineation gebildet, wie es häufig in duktilen Scherzonen der Fall ist, noch entstanden asymmetrische Strukturen wie rotierte Porphyroblasten, asymmetrische Druckschatten oder Scherbänder. Diese sieht man dagegen im über dem Lochsiten-Kalk liegenden Verrucano. Wahrscheinlich war die Scherung im unteren Bereich des Verrucanos deutlich stärker als in der Scherzone des Lochsiten-Kalks, da es sich beim Verrucano meist um schiefrige Lithologien handelt, die unter den vorherrschenden P-T-Bedingungen leichter zu deformieren sind. Dies ist wohl auch der Grund dafür, dass die Schieferung im Verrucano etwa parallel zur Hauptüberschiebung liegt und nicht von oben in die Scherzone des Lochsiten-Kalks hineingedreht ist.

Dass sich in den Kalken der Tschingelhörner-Schuppen unter den betreffenden P-T-Bedingungen sehr wohl Streckungslineationen hätten bilden können, zeigen Aufschlüsse am Saasberg im westlich angrenzenden Gebiet von Blatt Linthal. Dort bildeten sich in den Kalken, die direkt auf dem Lochsiten-Kalk im Oberhelvetikum liegen, sehr schöne Streckungslineationen, wie man sie in einer duktilen Scherzone erwarten würde. Die Faltenachsen liegen dort parallel zur Streckungslineation.

Die Körner in der Scherzone des Oberen Lochsiten-Kalks sind zwar kleiner, aber nicht deutlich kleiner als im Unteren Lochsiten-Kalk (PFIFFNER 1982, EBERT et al. 2007). Zudem fehlt in der Scherzone eine kristallographische Einregelung der Körner (SCHMID 1975, SCHMID et al. 1981) oder ist nur schwach entwickelt (EBERT et al. 2007). Eine fehlende, an der Kornform orientierte Einregelung wird von den oben genannten Autoren durch Deformation entlang der Korngrenzen (grain boundary sliding, granular flow, superplasticity) erklärt. Die Beobachtungen zeigen jedenfalls, dass kristallplastische Deformation nicht wichtig war.

Während HUBBERT & RUBEY (1959) annehmen, dass es sich bei der Glarner Hauptüberschiebung um spröde Deformation zwischen zwei rigiden Gesteinen handelt, wobei die Reibung durch hohen Wasserdruck überwunden wurde, geht HSÜ (1969) davon aus, dass der Lochsiten-Kalk als weiche plastische Schicht die Bewegung zwischen zwei rigiden Blöcken ermöglichte. Während der Überschiebungsphase vor der Bildung der Schieferung S2 fand aber bereits sehr viel Bewegung im Schabell-Melange und entlang der Unterseite der Tschingelhörner-Schuppen (Tschingelhörner-Überschiebung) statt.

BURKHARD et al. (1992) und BADERTSCHER & BURKHARD (2000) weisen darauf hin, dass es im Lochsiten-Kalk sowohl deformierte (boudinierte und verfaltete) rekristallisierte Adern als auch nicht-deformierte Adern gibt. Sie nehmen daher an, dass die Deformation in der Scherzone zu einem grossen Teil durch spröde Deformation mit Aderbildung stattfand. Das heisst, dass abwechselnd immer wieder spröde, kataklastische Deformation mit Aderbildung, gefolgt von duktiler Deformation stattfand, wobei die Adern letztendlich so stark gestreckt wurden, dass sie makroskopisch unkenntlich wurden (vgl. auch POULET et al. 2014). Der relative Beitrag spröder versus duktiler Mechanismen an der totalen Verformung bleibt aber offen (HERWEGH et al. 2008).

Beim Unteren Lochsiten-Kalk handelt es sich um Reste frontaler Partien der helvetischen Decken (wahrscheinlich der Schrattenkalk- oder Öhrli-Formation), die möglicherweise schon während der Überschiebung der Tschingelhörner-Schuppen über das Segnas-Melange vor der Bildung von S2 geschert und mylonitisiert wurden und demzufolge auch teilweise aus duktil deformiertem Adermaterial bestehen. EBERT et al. (2007) beschreiben z.B. südlich des Kartengebiets einen Übergang von Hochtemperatur-(HT-)Myloniten des Unteren in Niedrigtemperatur-(LT-)Mylonite des Oberen Lochsiten-Kalks. In diesem HT-Mylonit entstand bevorzugt eine kristallographische Einregelung.

Der Betrag der Scherung (shear strain) entlang der Scherzone des Oberen Lochsiten-Kalks ist schwer abzuschätzen, da beiderseits der Scherzone Marker fehlen, die sich verbinden lassen. Daneben ist unklar, wieviel spröde Scherung entlang der Grenze Verrucano / Oberer Lochsiten-Kalk allenfalls stattgefunden hat (RING et al. 2001). Jedenfalls liegt der Verrucano über eine Distanz von mehr als 15 km direkt auf dem Oberen Lochsiten-Kalk (gemessen in Nord-Süd-Richtung von der Lochsite bei Schwanden bis zum südlichsten Aufschluss am Crap Grisch (Bl. Flims), was als Mindestdistanz gelten kann, entlang der eine spröde Scherung an der Grenze Verrucano / Oberer Lochsiten-Kalk stattgefunden hat. Vielleicht handelt es sich bei der Scherzone des Oberen Lochsiten-Kalks eher um eine relativ unbedeutende Schleppung.

Der ca. 25 cm mächtige Obere Lochsiten-Kalk besteht nach BURKHARD et al. (1992) zu einem grossen Teil aus immer wieder (episodisch) kataklastisch deformierten rekristallisierten und neu gebildeten Kalzit-Adern, die sich permanent bildeten und dann langsam duktil deformiert wurden. Beim Eindrehen der Schieferung S2 parallel zu dieser Scherzone lässt sich allerdings nicht erkennen, dass dabei ein anderes, z.B. kataklastisches Gefüge entsteht. Grosse Teile der Scherzone scheinen aus dem deformierten Liegenden zu bestehen (vgl. EBERT et al. 2007).

Septum bzw. Kataklasit

Das so genannte Septum (ALB. HEIM 1921, SCHMID 1975) entstand durch eine späte spröde Überschiebung, die etwa parallel zur Hauptüberschiebung verläuft und alle duktile Strukturen scharf abschneidet. Diese «wunderbar ebene, messerscharfe glatte Fuge» (ALB. HEIM 1878, S. 153) ist an der Lochsite 0,1–5 cm breit, beiderseits scharf begrenzt und mit zerriebenem Gesteinsmehl (*fault gouge*) gefüllt, worin HÜRZELER & ABART (2008) Tonminerale festgestellt haben. Die Körner der Matrix des Gesteinsmehls sind hier kleiner als 1 μm , im Süden des Kartengebiets können sie bis 3 μm gross sein (BURKHARD et al. 1992, EBERT et al. 2007). An vielen Orten handelt es sich um einen polymikten Kataklasit mit bis einige Zentimeter grossen Fragmenten. Im Süden, im Chärpf- und im Segnasgebiet, ist eine Mineralineation auf dem Septum zu erkennen (GIGER 2003). Während der kataklastischen Verformung wurden keine Adern gebildet. Die Bewegung entlang des Septums muss klar *nach* dem Höhepunkt der Metamorphose stattgefunden haben, da das Gesteinsmehl nicht rekristallisiert wurde. Möglicherweise hängt die Bewegung mit der pliozänen Kippung während der Hebung des Aar-Massivs zusammen (RAHN et al. 1997).

An manchen Orten hat der Versatz entlang des Septums zu einer Verdopplung des Lochsiten-Kalks geführt, u.a. nördlich des Foostocks (SCHMID 1975, S. 261; Fig. 36B) und an der Chärpfbrugg (GIGER 2003). Aus dem Verdopplungsbetrag geht hervor, dass der Versatz nicht mehr als ein paar Meter beträgt (SCHMID 1975). Es gibt allerdings Orte im Süden, wo das Septum den Lochsiten-Kalk gegen Verrucano begrenzt, an denen der Versatz deutlich mehr als ein paar Meter zu sein scheint. Oft ist der Obere Lochsiten-Kalk ganz abgeschnitten und das Septum fällt mit der Untergrenze des Verrucanos zusammen. HERWEGH et al. (2008) berichten von multiplen Septen, die aber sehr selten sind. Die abgeschnittene Oberseite des Lochsiten-Kalks ist im Kartengebiet nirgendwo im Oberhelvetikum zu finden.

Der Obere Lochsiten-Kalk existiert vom Süden bis in den Norden (Lochsite) nahezu entlang der gesamten aufgeschlossenen Hauptüberschiebung. Wenig nördlich ausserhalb des Kartengebiets gibt es im Chrauchtal (Bl. Spitzmeilen; bei Koord. 2735.300/1206.245) ausnahmsweise keinen Lochsiten-Kalk, dafür aber eine Brekzie. Nicht weit südwestlich davon, am Schiterbödeli südwestlich des Fuggenstocks, tritt der Lochsiten-Kalk aber wieder klar zum Vorschein, ebenso südöstlich unweit der Merenegg am Brunnenplange unterhalb des Hanen.

Nördlich des Kartengebiets liegen mesozoische Kalke erst etwa 5 km nördlich der Lochsite, ab Ennetbühls östlich von Glarus, auf der Glarner Hauptüberschiebung. Von da an nordwärts (etwa 10 km nach Niederurnen und 12–14 km zum Mättlenstock; vgl. Profil SCHMID 1975) liegen möglicherweise die mesozoischen Kalke, deren tiefere Teile als Unterer Lochsiten-Kalks im Kartengebiet unter der Hauptüberschiebung hängen geblieben sind.

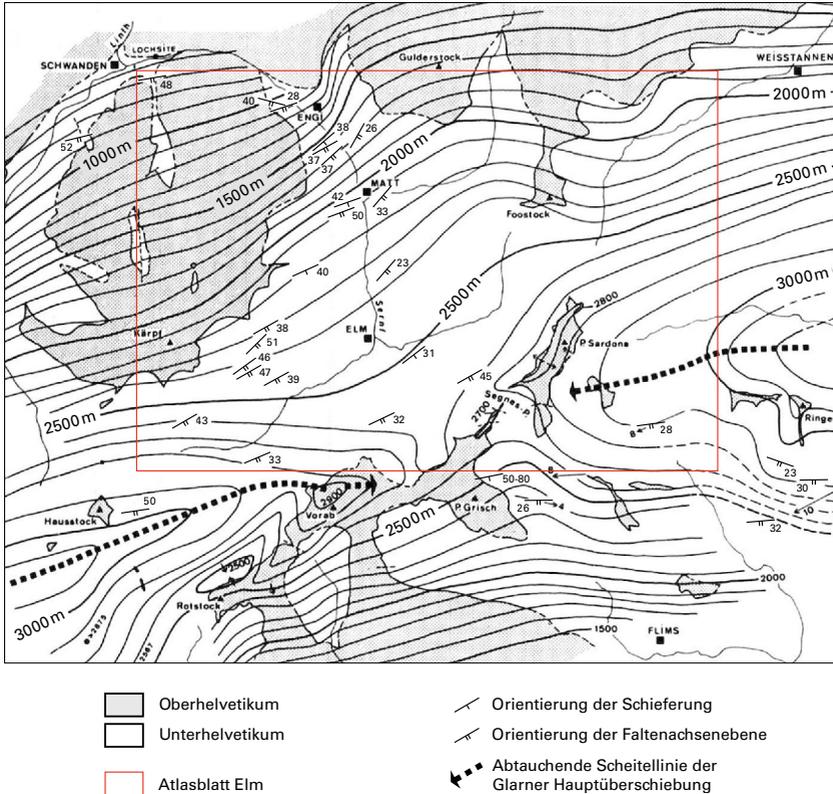


Fig. 37: Karte der Konturlinien der Glarner Hauptüberschiebung im Gebiet von Blatt Elm und Umgebung (leicht verändert nach SCHMID 1975, Fig. 10).

Glarner Hauptüberschiebung

Die Glarner Hauptüberschiebung bildet in den Glarner Alpen eine nicht-zylindrische offene Antiform mit ziemlich planaren Schenkeln (Fig. 37; SCHMID 1975, Fig. 10). Der Scheitel der Antiform verläuft WSW-ENE und reicht vom Hausstock über Vorab, Tschingelhörner und Piz Dolf bis Vättis. Etwas südlich des Hausstocks verläuft der Scheitel auf 3100 m ü. M. Weiter östlich, oberhalb der Ober Maad in der Martinsmad, erreicht er mit etwa 2600 m ü. M. den tiefsten Punkt, um von dort bis oberhalb von Sankt Martin im Calfeisental wieder auf etwa 3200 m ü. M.

anzusteigen. Der Nordschenkel der Antiform hat im westlichen Teil des Kartengebiets ein mittleres Einfallen von 330/13 NNW, im nordöstlichen Teil fällt er mit demselben Winkel eher nach Norden ein. Ganz im Südosten des Kartengebiets ist ein Teil des südlichen Schenkels aufgeschlossen, der hier sehr flach nach Süden einfällt. Weiter südlich (Bl. Flims) fällt der südliche Schenkel mit etwa 163/12 nach SSE ein. Der Öffnungswinkel der Antiform beträgt ca. 155°.

Es stellt sich die Frage, wie diese Antiform entstanden ist. Wäre sie durch Faltung (horizontale Verkürzung) entstanden, würde man erwarten, dass die Strukturen im Infrahelvetikum um 25° mitverbogen sind. Aufgrund der Daten des Kartengebiets lässt sich jedoch nur schwer eine Aussage machen, da nur ein sehr kleiner Teil des südeinfallenden Schenkels im Kartengebiet aufgeschlossen ist. Es fällt aber doch auf, dass die Schieferungen etwa SSE des Scheitels der Antiform im Schnitt steiler SSE zu stehen scheinen als die Schieferungen NNW des Scheitels (Anh. B-2). Es wären viel mehr Daten auch aus der Umgebung notwendig, um dazu eine schlüssige Aussage machen zu können. Für eine herkömmliche Faltung durch horizontale Verkürzung spricht allerdings klar die auf S. 153 erwähnte Beobachtung der steil nach Norden einfallenden S2 am Tristelhorn-SSE-Grat südlich des Scheitels der grossen Antiform. Die Hauptüberschiebung ist hier flach nach Süden geneigt. Biegt man diese parallel zum Nordschenkel zurück, stünde S2 steil nach Süden. SCHMID (1975, S. 269) argumentiert gegen eine solche Biegung der Hauptüberschiebung und des darunter liegenden Unterhelvetikums; er nimmt stattdessen an, dass die Oberfläche schon gebogen war, als die helvetischen Decken darüber geschoben wurden, dass also die Hauptüberschiebung im Süden steiler nach Süden einfiel als im Norden und dass nachträglich eine NNE-wärtige Kippung des ganzen Gebiets stattgefunden haben könnte (vgl. RAHN & GRASEMANN 1999 und ähnliche Modelle für die Hebung des Aar-Massivs mit nordwärtiger Kippung, z.B. HERWEGH et al. 2020, NIBOUREL et al. 2021). In diesem Fall fiel die oben erwähnte S2 am Tristelhorn-SSE-Grat aber ursprünglich mit 60 oder 70° nach Norden ein, und auch andersorts muss dann S2 ursprünglich steil nach Norden gestanden haben. Das ist möglich, aber eher unwahrscheinlich. Vielleicht wurde zuerst die Antiform gebildet und danach das Gebiet im Sinne von RAHN & GRASEMANN (1999) gekippt.

Die Überschiebung der helvetischen Decken des Oberhelvetikums fand entlang mehrerer übereinanderliegender Überschiebungen und Scherzonen statt (Fig. 13). Es sind dies, von unten nach oben, die Segnas-Überschiebung unterhalb des Segnas-Melanges, die Scherzone des Segnas-Melanges selber, die Tschingelhörner-Überschiebung unterhalb der Tschingelhörner-Schuppen, die ca. 25 cm mächtige Scherzone des Oberen Lochsiten-Kalks (Lochsiten-Kalkmylonit) sowie die Glarner Hauptüberschiebung, die Grenze zwischen Lochsiten-Kalk und Verrucano. Auch die Überschiebung des Septums könnte noch hinzugezählt werden, aber im Vergleich zu den anderen Überschiebungen ist die Bewegung entlang des Septums wohl sehr gering.

Als Glarner Hauptüberschiebung wird meist die Scherzone des Oberen Lochsiten-Kalks angesehen. Diese besteht jedoch grösstenteils aus deformiertem Liegendem. Der maximale Versatz müsste daher am Kontakt mit den aufliegenden Verrucano stattgefunden haben (vgl. RING et al. 2001).

Der Transport der helvetischen Decken des Oberhelvetikums entlang dieser Überschiebungen und Scherzonen erfolgte mehrphasig und jeweils out-of-sequence. Er ist im Abschnitt Deformationsphasen (S. 174 ff.) ausführlich erläutert. Die

Bewegung des Oberhelvetikums über die Glarner Hauptüberschiebung und der Scherzone des Oberen Lochsiten-Kalks nach Norden wird aus der Orientierung der Streckungslineationen und aus Schersinn-Indikatoren im unteren Bereich des Verrucanos (Oberhelvetikum) sowie aus dem nordwärtigen Umbiegen der Schieferungen S1 und S2 im Oberen Lochsiten-Kalk abgeleitet.

OBERHELVETIKUM

Das Oberhelvetikum im Gebiet von Blatt Elm umfasst, von unten nach oben, Teile des Glarner Deckenkomplexes und der Axen-Decke. Der Glarner Deckenkomplex kann hier, wie im Nachbargebiet von Atlasblatt Linthal (HANTKE et al. 2019), nicht in eine Glarner Decke und eine Mürtschen-Decke gegliedert werden. SCHIELLY (1964, 1981) hat diese Einheiten zwar in verschiedene Schuppen unterteilt, die aber im Kartengebiet nicht dargestellt werden konnten.

Im gesamten Kartengebiet zeigt sich im Oberhelvetikum eine flache, ungefähr parallel zur Hauptüberschiebung liegende Hauptschieferung. Daneben gibt es eine späte, steilere Runzelschieferung, die als S1 und S2 im Oberhelvetikum bezeichnet werden, aber nicht unbedingt der S1 und S2 des Unterhelvetikums entsprechen, da sie nirgendwo miteinander zu verbinden sind. WERNER (1973), SCHMID (1975), SIDDANS (1979) und VAN DAALEN et al. (1999) haben sich mit den Schieferungen und Lineationen im Oberhelvetikum des Kartengebiets befasst.

Die flachliegende Hauptschieferung S1 (Anh. A-2) ist eine Faltenachsebenebenschieferung von engen und isoklinalen liegenden Falten. Das lässt sich gut am Saasberg, im östlich anschliessenden Gebiet von Blatt Linthal erkennen, wo eine nordhelvetische Abfolge von Perm bis Eozän des Glarner Deckenkomplexes in flachen isoklinalen Falten liegt. Auch in der Ostwand des Piz Segnas sind die engen liegenden Falten im Grisch-Member der Mären-Formation («Verrucanoschiefer») gut zu sehen. Ansonsten sind die liegenden Falten im Oberhelvetikum im Kartengebiet schwer zu erkennen, da sie aus flachen, parallel zur Schieferung liegenden Einheiten bestehen. Die Abfolge der Axen-Decke liegt im Kartengebiet verkehrt.

Auf der flachen Schieferung des Oberhelvetikums (Anh. A-2) ist eine Nord-Süd orientierte Streckungslineation vorhanden. Sie ist sehr gut im Grisch-Member der Gipfelpartien im südlichen Kartengebiet (Gletscherhorn, Ofen, Atlas, Piz Segnas, Trinserhorn/Piz Dolf) zu sehen, wo der Grad der regionalen Grünschiefer-Metamorphose am höchsten war. Im konglomeratisch ausgebildeten Verrucano sind die Gerölle parallel zur Lineation gestreckt. Am deutlichsten sieht man die Streckungslineation im auf der Hauptüberschiebung liegenden Mesozoikum des Saasbergs westlich des Chärpf (Bl. Linthal). Die Lineation liegt hier parallel zu den Faltenachsen der liegenden, fast isoklinalen Falten (SCHIELLY 1964, 1981). SIDDANS (1979) beschreibt ellipsoidale Reduktionshöfe im schiefriegen Ver-

rucano mit der langen Achse X parallel zur Nord-Süd gerichteten Lineation auf der Schieferung S1 und der kurzen Achse Z senkrecht zur Schieferung S1. Sie sind am besten ausgebildet als grüne Ellipsoide im roten Verrucano nördlich des Kartengebiets (Bl. Spitzmeilen). Die X/Y-Verhältnisse der Ellipsen auf der Schieferung S1 variieren von 1 bis 3,6 (13 Messungen, SIDDANS 1979). Man findet im Verrucano auch Scherbänder, die auf eine nordvergente Scherung hindeuten (BURKHARD et al. 1992). Mikroskopische Scherbänder in parallel zur Schieferung S1 liegenden Quarzadern unweit oberhalb der Hauptüberschiebung wurden von VAN DAALEN (1998) und VAN DAALEN et al. (1999) untersucht und ebenfalls im Sinn einer nordwärtigen Scherung gedeutet.

Im Nord-Süd-Profil durch die Glarner Alpen von SCHMID (1975, Fig. 2) ist gut zu erkennen, wie die Hauptschieferung S1 im Oberhelvetikum am Schilt, östlich oberhalb von Glarus, durch die Mürtchen-Überschiebung schneidet. Diese Überschiebung schneidet auch hier, wie im Kärpfgebiet, ältere Falten ab. Es ist also zu erwarten, dass die Schieferung im Kärpfgebiet ebenfalls jünger als die Mürtchen-Überschiebung ist. Beide liegen etwa parallel zueinander, möglicherweise infolge passiver Rotation während nordvergenter Scherung.

Im Oberhelvetikum des Kartenblatts gibt es lokal eine jüngere steilere Runzelschieferung S2 im Zusammenhang mit spröder Deformation und Chevron-Fältelung der Schieferung S1 (WERNER 1973, SCHMID 1975, VAN DAALEN 1998). Sie ist in verschiedene Richtungen orientiert (Anh. A-2) und schneidet nicht nach unten durch die Hauptüberschiebung ins Unterhelvetikum hinein. S2 im Oberhelvetikum ist eine andere, jüngere Schieferung als S2 im Unterhelvetikum.

TEKTONOMETAMORPHE ENTWICKLUNG

Faltung und Schieferung

Sowohl das Oberhelvetikum als auch das Unterhelvetikum des Kartiergebiets sind stark verschiefert. Es handelt sich dabei um Druckschieferung, also Schieferung, die durch Deformation entstanden ist. Auffallend ist, dass die Hauptschieferung¹ im Oberhelvetikum überall etwa parallel zur Hauptüberschiebung liegt (Anh. A-2), während die Hauptschieferung im Unterhelvetikum im Schnitt etwa 40° nach SSE einfällt (Anh. A-1) und von der Hauptüberschiebung scharf abgeschnitten wird. Erst zuoberst, im oberen Teil des Lochsiten-Kalks, ab etwa 25 cm unterhalb der Hauptüberschiebung, biegt die Hauptschieferung scharf um und liegt dann parallel zur Hauptschieferung im Oberhelvetikum.

¹ Unter der Hauptschieferung wird die makroskopisch dominante Schieferung verstanden. Von Weitem ist meist nicht auszumachen, ob es sich dabei um S1 oder S2 handelt.

Im Unterhelvetikum unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung können mindestens zwei Druckschieferungsphasen unterschieden werden (SCHMID 1975): Eine flacher einfallende, makroskopisch penetrative Schieferung S1, die fast überall im Gebiet vorkommt, und eine steilere Runzelschieferung S2, welche die flachere Schieferung S1 verfaultet. Das Auftreten der Schieferung S2 beschränkt sich auf eine etwa 300 m mächtige Zone unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung und dort vor allem auf den Bereich direkt unterhalb der Hauptüberschiebung im Segnas-Melange.

Schieferung S1 im Unterhelvetikum

Gemäss der in der Region bisher verwendeten Begriffe zu den Deformationsphasen entstand die Schieferung S1 während der *Calanda-Phase* (MILNES & PFIFFNER 1977), die mit der Phase 2 von SCHMID (1975) und der Plattenberg-Phase von GASSER & DEN BROK (2008) korreliert.

Die makroskopisch penetrative Schieferung S1 bildet im Unterhelvetikum fast überall die Hauptschieferung. Mikroskopisch lässt sie sich als Drucklösungsschieferung (spaced cleavage, GASSER 2006, GASSER & DEN BROK 2008) beschreiben. Sie ist vor allem im schiefrigen Tonstein und Mergel gut entwickelt. Im Kalk, Sandstein und Quarzit erkennt man S1 auch makroskopisch als ein disjunctive cleavage («fracture cleavage»). Schnittlineationen der Schichtung auf den Schieferungsflächen (δ -Lineationen) sind oft zu sehen. Eine Streckungs- oder Mineralineation wurde nicht beobachtet. WETTSTEIN (1886) konnte im Engi-Dachschiefer des Landesplattenbergs mithilfe von deformierten Fossilien ein X/Y-Verhältnis zwischen 1,3 und 2,0 mit der X-Achse parallel zur Falllinie bestimmen (SCHMID 1975). σ -Klasten, δ -Klasten oder sonstige Indikatoren für nicht-koaxiale Verformung während des Entstehens von S1 wurden nirgendwo gefunden.

Die Schieferung S1 tritt als Achsenebenenschieferung von nordwestvergente überkippten parallelen Falten in schiefrigen ton- und mergelreichen Partien (Fig. 38) und von nordwestvergente überkippten konzentrischen Falten im Sandstein, Kalk oder Quarzit auf. Meist orientiert sich S1 aber etwa parallel zu den steileren überkippten Schenkeln der Falten und schneidet deutlich durch die Achsenebene der Falten hindurch; anschauliche Beispiele finden sich in SCHMID (1975, S. 252f.), PFIFFNER (1978, Abb. 2b) und GASSER & DEN BROK (2008).

Im Kartengebiet wurden zahlreiche Strukturmessungen durchgeführt, deren Daten im Anhang abgebildet sind (Anh. A-1). Alle Messungen von S1 bilden zusammen ein Punktmaximum um 164/41. Sämtliche δ -Lineationen und Achsen von verfaulteter Schichtung liegen auf einem Grosskreis, der etwa dem Maximum von S1 entspricht, mit einem Maximum bei 068-01. Im Anhang B ist zu sehen, dass die Messpunkte der S1, der δ -Lineationen und der Achsen der verfaultete Schichtung über das ganze Kartengebiet statistisch verteilt liegen. Die Tatsache, dass alle S1 zusammen ein Punktmaximum bilden, während die δ -Lineationen und Falten-



Fig. 38: Verfaltete Adern auf Alp Raschaglius im Tal südlich unterhalb der Plaun dils Agls auf 2200 m.ü.M. (Koord: 2739.505/1194.625) in schiefrigem Mergel der Seewen-Formation. Die Bildbreite ist etwa 4 m, die Blickrichtung gegen Westen. Foto B. den Brok, 2017.

achsen in S1 gestreut liegen, bedeutet, dass die Gesteine schon vor der Bildung der Schieferung S1 gefaltet wurden. Dies wurde bereits von SIEGENTHALER (1974), SCHMID (1975) und GASSER & DEN BROK (2008) anhand von Messungen in der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe im Sernftal festgestellt (vgl. Anh. A-1). Sämtliche δ -Lineationen und Faltenachsen wurden in zwei Gruppen eingeteilt (Anh. B-1). Alle Messwerte, die in Richtung 338° bis 159° (die meisten nach ENE) abtauchen, sind rot, all jene, die in Richtung 158° bis 338° (die meisten nach WSW) abtauchen, sind blau dargestellt. Die Daten zeigen ein hohes Mass an Streuung, was bedeutet, dass das Gebiet vor der Bildung von S1 nicht in ein oder zwei grosse, sondern in viele kleinere Falten gelegt wurde (prä-Plattenberg-F1-Falten von GASSER & DEN BROK 2008).

Im Gebiet des Landesplattenbergs bei Engi konnten GASSER & DEN BROK (2008) zeigen, dass die Falten im Nordhelvetischen Flysch, in denen S1 parallel zum überkippten Schenkel steht (Plattenberg-F1-Falten von GASSER & DEN BROK 2008), von der Rietboden-Überschiebung abgeschnitten werden, während die Schieferung S1 durch die Rietboden-Überschiebung hindurch schneidet. Diese Plattenberg-F1-Falten sind somit auch älter als die Schieferung S1 (vgl. Fig. 27). Dass Falten älter als die Schieferung S1 sind, lässt sich im gesamten Kartengebiet sehen. Manchmal ist zu erkennen, wie die Schieferung S1 sogar schief durch die Umbiegungen schneidet (Fig. 39), also deutlich jünger als die Falte ist.

Die Schieferung S1 schneidet nicht nur durch die Rietboden-Überschiebung, sondern durch die meisten Auf- und Überschiebungen im Unterhelvetikum und reicht bis fast ganz hinauf an die Glarner Hauptüberschiebung. Erst im Bereich des Segnas-Melanges zuoberst dreht S1 nordwärts zu einer flachen Orientierung und ist von der anschliessend entstandenen Runzelschieferung S2 überprägt (Fig. 36). Dass S1 durch die Hausstock-, die Vorstegstock-, die Blattengrat- und die Sardona-



Fig. 39: Eng verfaltete Sandsteinbank des Infraquarzitischen Flyschs (Martinsmad-Formation, Sardona-Decke) der Marcheggorn-Schuppe, ungefähr 500 m südlich des Chrazerispitz auf 2160 m ü. M. (bei Koord. 2741.505/1199.605). Die etwa 1 m breite Falte ist älter als die Schieferung, denn diese schneidet schief durch den Scheitel der Falte. Die Falte wurde während der Bildung der Schieferung weiter verfaltet. Foto B. den Brok, 2015.

Überschiebung schneidet, wurde bereits von SCHMID (1975) erkannt und im Profil dargestellt. Im Panixerpassgebiet schneidet S1 durch die quergefaltete Vorab-Überschiebung ebenso wie weiter südlich im Rotstockgebiet (DEUBELBEISS 2003, FREHNER 2003, VON DÄNIKEN & FREHNER 2017, Abb. 2) und östlich oberhalb von Walenboden (Bl. Flims, Koord. 2728.865/1192.265). Im gesamten Kartengebiet (bzw. im Bereich der «Unteren Schuppenzone», WEGMANN 1961) steht S1 steiler als die Vorab-Überschiebung; sie schneidet auch durch die Tschep-, Mirutta-, Calanda-, Orglen-, Marcheggorn- und Muotatalsattel-Aufschiebung.

Es konnte nirgendwo festgestellt werden, dass S1 parallel zu diesen Überschiebungen verläuft, wie das weiter südöstlich im Calandagebiet der Fall ist (PFIFFNER 1977, 1978, MILNES & PFIFFNER 1977). Die Hauptschieferung liegt dort parallel zu den Überschiebungen, die dort aus 1-10 m breiten Zonen stärkerer Schieferigkeit und höherer Verformungsbeträge bestehen, woraus geschlossen wurde, dass die Schieferung S1 dort während der Überschiebung gebildet wurde. Im Kartengebiet lässt sich das so nicht sehen; dort schneidet S1 durch die Überschiebungen, was vielleicht daran liegt, dass diese Beobachtungen im Calandagebiet aus Bereichen der Überschiebung zwischen den relativ rigiden Kalken der Quinten- bis Schratzenkalk-Formation stammen

und nicht von innerhalb der schiefriigen Abfolgen oder zwischen schiefriigem Tonstein und hartem Kalk, wie es im Kartengebiet der Fall ist. Zudem hat im Calandagebiet während der Bildung von S1 durch den bedeutend höheren Grad der Metamorphose (Chloritoid-Porphyroblasten) vielleicht mehr Scherung parallel zu S1 stattgefunden. Auf der Schieferung sind dort immer Lineationen ausgebildet, was im Unterhelvetikum des Kartengebiets nirgendwo der Fall ist.

Schieferung S2 im Unterhelvetikum

Die Schieferung S2, eine Runzelschieferung (Fig. 40), entstand während der *Ruchi-Phase* (MILNES & PFIFFNER 1977), die mit der Phase 3 von SCHMID (1975) korreliert. Die Runzelschieferung S2 tritt in einer etwa 300 m mächtigen Zone unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung auf und dominiert oft die obersten 50 m (SCHMID 1975), und damit vor allem das Segnas-Melange. Die Runzelschieferung S2 krenuliert die Schieferung S1 mit einem Abstand bis 5 cm zwischen den einzelnen Schieferungsbereichen, wobei oft transposed layering auftritt, d.h. die Schieferung sieht aus wie Schichtung (Fig. 41). Die Runzelschieferung S2 fällt stets steiler ein als die Schieferung S1; ihre Einfallrichtung ist meist nach S-SSE gerichtet (Anh. A-1). Im Schnitt fällt S2 nach 166/57 ein. Es gibt eine Streuung der Daten, die aber nicht systematisch ändert, weder regional noch von oben nach unten. Im Kartengebiet tritt im Unterhelvetikum nirgendwo eine Streckungs- oder Mineralineation auf S2 in Erscheinung, dafür aber immer eine ausgesprochene Schnittlineation von S1 auf S2 (Anh. A-1). S2 bildet die Achsenebenenschieferung von kuspato-lobaten Falten an der Unterseite der Tschingelhörner-Schuppen und des Unteren Lochsiten-Kalks (vgl. Fig. 13). In diesen kuspato-lobaten Falten wird immer auch S1 mitverfaltet.

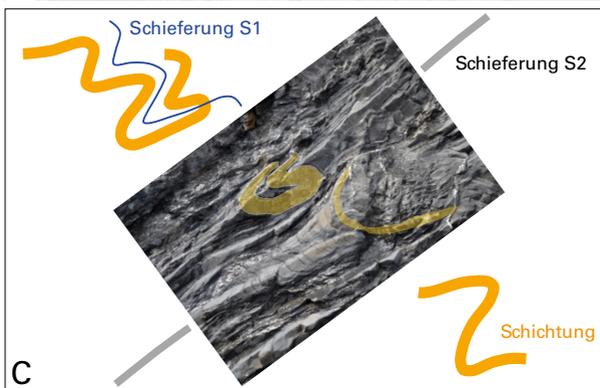
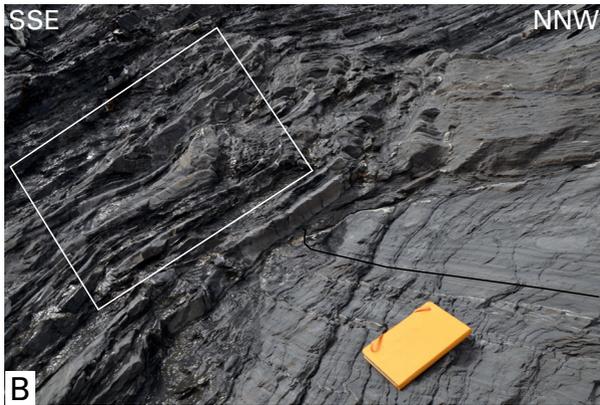
Im Nordteil des Kartengebiets (und auch an der Lochsite, Blatt Spitzmeilen) ist S2 nicht entwickelt. Südlich einer Linie Chärpfbürg- Nägelistock- Walabützer Furggle ist sie hingegen überall unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung zu finden. Sie steht steil südfallend im Unteren Lochsiten-Kalk und in den Tschingelhörner-Schuppen. Je weiter südlich, desto dominanter ist S2 auch im Kalk entwickelt. In der Ofen-Antiklinale schneidet S2 quer durch die Falte. Die Ofen-Antiklinale ist somit älter als S2 und wurde bereits als Falte über das Segnas-Melange geschoben. Der vermutete Verlauf der Faltenachse bildet dabei einen grossen Winkel mit S2. Die Tschingelhörner-Schuppe im II Vonn und östlich des Ofens liegt überkippt, auch hier schneidet S2 steiler durch die Schuppe. Die überkippte Lage ist somit älter als S2. Ebenfalls schneidet S2 durch die Überschiebung in der Martinsloch-Schuppe. In den obersten 25-50 cm des Lochsiten-Kalks bzw. der Tschingelhörner-Schuppen biegt S2 nordwärts ein, bis sie im Oberen Lochsiten-Kalk parallel zur Glarner Hauptüberschiebung gedreht liegt (vgl. Fig. 13).

Die in der Scherzone des Oberen Lochsiten-Kalks eingedrehten S1 und S2 des Unterhelvetikums liegen etwa parallel zur Hauptschieferung S1 im Verrucano des Oberhelvetikums, der im gesamten Kartengebiet meist subparallel zur Hauptüberschiebung liegt. Im Verrucano ist auf der flachliegenden Schieferung oft eine deut-



Fig. 40: Die Runzelschieferung S2 (Ruchi-Phase) steht steil nach SSE und verfaltete die ältere Schieferung S1 in typischen Gesteinen des Segnas-Melanges (hier: Linsen aus bräunlich anwitterndem schiefrigem Mergel der Stad- oder Seewen-Formation [«Globotruncanenmergel»] und schwarzem schiefrigem Tonstein der Bürgen- oder Martinsmad-Formation mit vielen, zu Linsen boudinierten gelblichen Kalzitadern meist parallel zur verfalteten S1). Lokalität SSW des Sardonapasses (bei Koord. 2738.240/1196.960). Foto B. den Brok, 2015.

Fig. 41: Runzelschieferung S2 (Ruchi-Phase) als transposed layering, d.h. die Schieferung sieht aus wie Schichtung. Sandstein und schiefriger Tonstein der Taveyannaz-Formation (Vorsteckstock-Decke) am Leiterberg. A: Die Schichtung (unten links gut zu erkennen) fällt flach nach SSE ein, die Runzelschieferung S2 fällt steiler nach SSE ein. Auffällender ist das transposed layering der zweiten Schieferung S2, die aus der Ferne fälschlicherweise als Schichtung gedeutet werden könnte. Transposed layering ist typisch für die Schieferung der Ruchi-Phase. Beachte die Schnittlineation der Schichtung auf der Schieferung oberhalb des gelben Feldbuchs. B: Die Schichtung im linken Teil des Fotos ist intensiv gefaltet, besser zu erkennen im Bildausschnitt (C). C: Hier wurde eine alte Falte nochmal veraltet; die feine Schieferung bildet die (verfaltete) Faltenachsebene der verfalteten Falte und müsste so der älteren Hauptschieferung S1 entsprechen (A, B und C bei Koord. 2724.500/1194.085). Fotos B. den Brok, 2014.



liche, Nord-Süd gerichtete Streckungslineation zu erkennen. Scherbänder, rotierte Porphyroklasten und Glimmerfische zeigen, dass das Gestein mit einem etwa nordvergenten Schersinn nicht-koaxial geschert wurde (BURKHARD et al. 1992).

Metamorphose

Im Feld konnten keine Porphyroblasten oder sonstige erkennbare Minerale gefunden werden, anhand derer der Grad der Metamorphose hätte eingeschätzt werden können. Einzig die grüne Farbe im sonst meist roten Verrucano lässt einen gewissen Metamorphosegrad erahnen. Hier wurde aus dem Hämatit im Verrucano unter anderem Chlorit und Epidot (SIDDANS 1979) gebildet. Eine Bestimmung des Metamorphosegrads erfolgte mithilfe von Mineralparagenesen, der Illitkristallinität bzw. des Kübler-Index (d.h. dem Ordnungsgrad des Kristallgitters des Tonminerals Illit), der Mikrobarometrie an Flüssigkeitseinschlüssen (in Quarzadern, welche die Hauptschieferung durchschneiden) und der Reflektivität des Vitrinit-Anteils von organischen Substanzen (Vitrinit-Reflektivität-Inkohlungsgrad; RAHN et al. 1995).

Eine Zusammenfassung über die Metamorphose findet sich bei RAHN et al. (1995), MERRIMAN & FREY (1999, S.92) und FREY & FERREIRO-MÄHLMANN (1999). Die relevanten Daten für das Gebiet von Blatt Elm sind in (Fig. 42) dargestellt. EBERT et al. (2007, Fig. 2) haben die maximale Temperatur in einem Nord-Süd-Profil dargestellt.

Die Regionalmetamorphose unter mittleren Drucken erreichte Sub-Grünschiefer- und Grünschieferfazies (anchi- und epizonale Metamorphose). Der Grad der Metamorphose nimmt generell von NW nach SE zu. Die Isograde schneiden durch die Überschiebungen innerhalb des Oberhelvetikums und innerhalb des Unterhelvetikums und werden durch die Glarner Hauptüberschiebung um 5–15 km postmetamorph nach Norden versetzt (FREY 1988, RAHN et al. 1995). Die Obergrenze der Diagenese bzw. der Übergang zur Anchizone erfolgt bei einer Temperatur von 240–300°C und einem Druck von 200–300 MPa (FREY & FERREIRO-MÄHLMANN 1999). Dieser Übergang verläuft im Infrahelvetikum WSW-ENE zwischen Matt und Engi und im Oberhelvetikum ca. 10–15 km nördlich ausserhalb des Kartengebiets zwischen Glarus und Netstal (RAHN et al. 1995, Abb. 3). Die Obergrenze der Anchizone bzw. der Übergang zur Epizone (>300°C und >300 MPa) verläuft im Unterhelvetikum etwa vom Piz Sardona zum Jetzloch, und im Oberhelvetikum ca. 5–10 km nördlich davon, vom Fülen in südwestlicher Richtung nicht weit nördlich an den Blistöck und am Gross Chärpf vorbei (Fig. 42; RAHN et al. 1995, WANG et al. 1996, MERRIMAN & FREY 1999). Zu beachten ist allerdings, dass der Nord-Süd-Gradient der Illitkristallinität im Verrucano des Oberhelvetikums bedeutend geringer ist als in den Gesteinen des Unterhelvetikums. Illitkristallini-

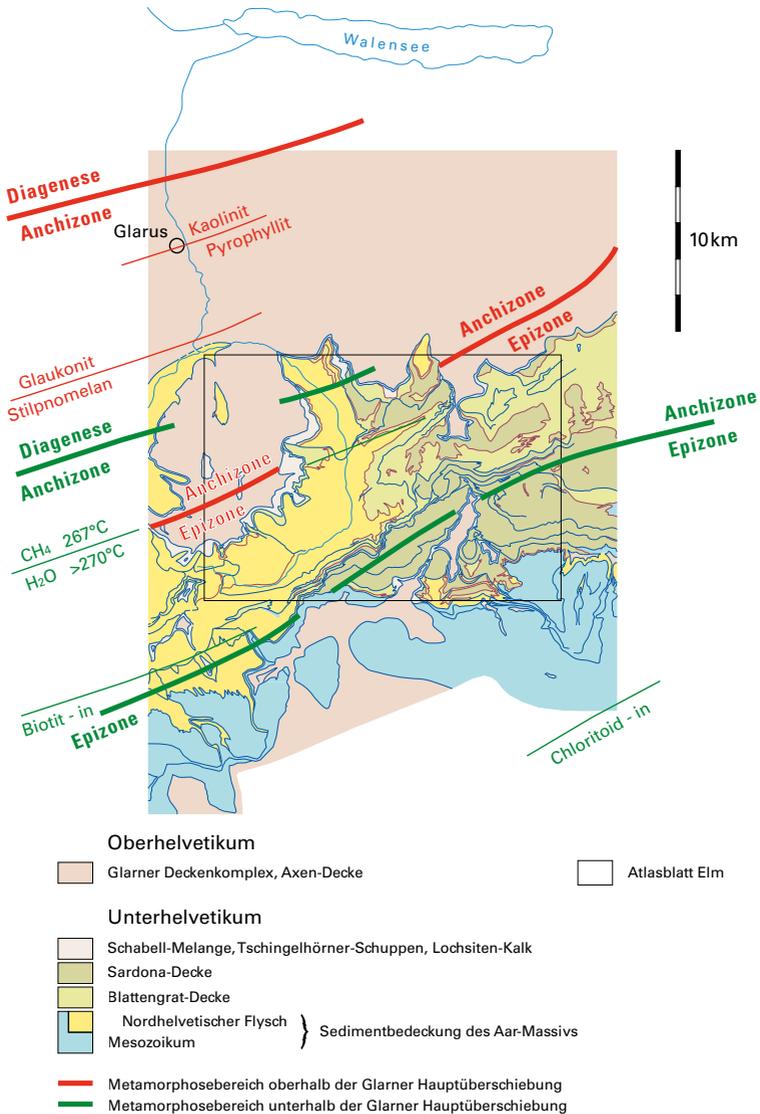


Fig. 42: Übersicht der Verbreitung der Metamorphosegrade im Kartengebiet und der näheren Umgebung unterhalb und oberhalb der Glarner Hauptüberschiebung (Angaben aus FREY 1988, RAHN et al. 1995, WANG et al. 1996, ARKAI et al. 1997, MERRIMAN & FREY 1999).

tät-Bestimmungen von VAN DAALEN (1998) im Verrucano im ganzen Glarner Gebiet zeigen, dass die Illitkristallinität im Verrucano von Norden nach Süden über eine Distanz von etwa 30 km von 0,3 auf 0,2° Δ 2 θ abnimmt. Dagegen zeigen die Illitkristallinität-Bestimmungen (H. Wang [1994] in VAN DAALEN 1998) im Unterhelvetikum, dass die Illitkristallinität im Unterhelvetikum über eine Distanz von etwa 15 km von 0,4 auf 0,2° Δ 2 θ abnimmt. Oben liegen die Isograden also bedeutend weiter auseinander als unten. Damit stellt sich die Frage, was der Versatz der Isograden um 5–15 km an der Hauptüberschiebung tektonisch zu bedeuten hat.

Der Metamorphosegrad ändert sich an der Glarner Überschiebung nicht langsam, sondern schlagartig, was mit der Bestimmung der Illitkristallinität an systematisch genommenen Proben entlang eines vertikalen Profils durch die Glarner Überschiebung von der Chüebodenrus im Sernftal (ca. 1000 mü.M.) über Meissenplange, Schafgrindspitz, Mürligrat und Wildmaad bis auf den Vorder Blistock (ca. 2400 mü.M.) gezeigt werden konnte (FREY 1988). Dieses Profil beginnt in der Elm-Formation der Hausstock-Decke, geht durch die Rietboden-Überschiebung, die Stad-Formation der Blattengrat-Decke, das Schabell-Melange, den Lochsiten-Kalk und die Glarner Hauptüberschiebung sowie noch etwa 250 m in den Verrucano hinauf. Ein klarer Sprung in der Illitkristallinität erfolgt beim Überqueren der Glarner Hauptüberschiebung – und nicht bei der Überquerung der Rietboden-Überschiebung oder des Schabell-Melanges (FREY 1988, Abb. 3). Über der Glarner Hauptüberschiebung ist der schiefrige Verrucano epimetamorph, darunter sind die schiefrigen Gesteine des Schabell-Melanges, der Blattengrat-Decke und der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe anchimetamorph.

Nach FREY (1988) sind alle infrahelvetischen Gesteine hier mittelgradig anchimetamorph. Gemäss ARKAI et al. (1997) sind die Gesteine des Schabell-Melanges und der Blattengrat-Decke niedriggradig anchimetamorph, teilweise sogar fast nicht metamorph, und nur die darunterliegenden Gesteine der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe sind mittelgradig anchimetamorph. Die Isograden schneiden somit durch die Blattengrat-Überschiebung. ARKAI et al. (1997) stellen zudem fest, dass auch der Lochsiten-Kalk niedriggradig anchimetamorph ist. Der Übergang zum epizonalen Metamorphosegrad verläuft an der Oberseite des Lochsiten-Kalks.

Die für den schiefrigen Tonstein und Mergel der Anchizone unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung typische Mineralasoziation ist Illit-Chlorit-Albit-Quarz-Kalzit-organisches Material, manchmal zusätzlich mit Paragonit (FREY 1988). Im Taveyannaz-Sandstein im Durnachtal, nur wenig westlich ausserhalb des Kartengebiets, ist die typische Mineralasoziation Pumpellyit-Prehnit-Epidot-Chlorit-Illit-Quarz-Albit-Kalzit-Titanit (FREY 1988). Sie ist charakteristisch für die Prehnit-Pumpellyit-Fazies einer sehr niedriggradigen Metamorphose (Anchizone).

Die in der Epizone im Verrucano typische Mineralasoziation ist Illit (bis Muskovit-)Paragonit mixed-layer Paragonit / Muskovit-Chlorit-Albit-Quarz-Kalzit-Hämatit (FREY 1988). Aus der Illitkristallinität geht hervor, dass es sich um eine niedriggradige Metamorphose handelt. In basischen Vulkaniten («Spilite») des Verrucanos ist die typische Mineralasoziation Albit-Chlorit-Muskovit-Epidot-Quarz-Kalzit-Dolomit-Hämatit-Titanit (FREY 1988); Prehnit, Pumpellyit oder Aktinolit konnten hier nicht festgestellt werden.

SIDDANS (1979) beschreibt Büschel von Oxychlorit, Chlorit, Muskovit, Kalzit und eines opaken Minerals im grünen Verrucano, die über die Schieferung wachsen. Die Hauptschieferung im Verrucano müsste hier somit älter als der Höhepunkt der Metamorphose sein. In niedriggra-

dig grünschieferfazielltem spätiem Kieselkalk im Vorab-Komplex des Unterhelvetikums, mit einer Mineralassoziation von Dolomit-Kalifeldspat-Stilpnomelan-Biotit, ist Stilpnomelan ebenfalls erst nach der Schieferung entstanden (BÜRGISSER & FELDER 1974). Leider sind es nur wenige und nicht sehr gut dokumentierte Beobachtungen, worauf diese wichtigen Folgerungen beruhen.

MILNES & PFIFFNER (1977) erwähnen Chloritoid-Porphyroblasten, die in der triassischen schieferigen Quarten-Formation in der Gegend von Tamins (nordwestlich von Reichenau) über die Hauptschieferung wachsen. In dieser Südostecke der Glarner Alpen ist der Metamorphosegrad im Unterhelvetikum am höchsten (vgl. MERRIMAN & FREY 1999). PFIFFNER (1977, Abb. 35) zeigt ein Beispiel aus der Quarten-Formation des Lawoitobels zwischen Maliens und Tamins ca. 1 km unterhalb der projizierten Hauptüberschiebung (PFIFFNER 1977, Profil Ia). Die Porphyroblasten wurden hier gemeinsam mit der Schieferung während der Bildung einer Runzelschieferung, vielleicht die der Ruchi-Phase, ein wenig rotiert, und die Runzelschieferung biegt um sie herum. Die Ruchi-Phase müsste demnach während des Höhepunkts der Metamorphose stattgefunden haben. Im weiter nordwestlich gelegenen, metamorph niedriggradigeren Gebiet des Blatts Elm konnten weder Chloritoid- noch andere Porphyroblasten gefunden werden.

An einigen Orten im Sernftal wurden Quarzadern, die die Hauptschieferung durchschneiden, beprobt, um daraus Homogenisationstemperaturen von Flüssigkeitseinschlüssen (und damit Bildungstemperaturen während der Aderbildung) zu bestimmen. Eine Probe an der Lochsite im Sernftal bei Schwanden (Bl. Spitzmeilen) ergab eine Temperatur von 228°C (RAHN et al. 1995), aus einer Probe aus der Matt-Formation nördlich von Matt (bei Koord. 2731.950/1203.170) resultierte eine Temperatur von $267 \pm 2^\circ\text{C}$ (S. Mullis in FREY 1988). Drei weitere Proben aus dem Gebiet zwischen Matt und Elm ergaben Temperaturen $>270^\circ\text{C}$ (RAHN et al. 1995). Aus dem Vergleich mit Daten aus dem Linthtal konnte geschlossen werden, dass die Isograden der Homogenisationstemperaturen der Flüssigkeitseinschlüsse ENE-WSE verlaufen (RAHN et al. 1995). Weitere Messungen an Flüssigkeitseinschlüssen im Sernftal finden sich in TARANTOLA et al. (2007).

In Bezug zum Metamorphosegrad des Lochsiten-Kalks sei nochmals betont, dass der Sprung in der Metamorphose an der Glarner Hauptüberschiebung (am Kontakt Lochsiten-Kalk/Verrucano) stattfindet (ARKAI et al. 1997) und nicht innerhalb oder direkt unterhalb des Lochsiten-Kalks, was auch EBERT et al. (2007) feststellten: Dynamisch rekristallisierte Kalzitkörner der mesozoischen Kalke im Oberhelvetikum sind grösser als die dynamisch rekristallisierten Kalzitkörner im Oberen Lochsiten-Kalk des Unterhelvetikums. Dies müsste bedeuten, dass die dynamische Rekristallisation direkt oberhalb der Hauptüberschiebung bei einer höheren Temperatur als unterhalb der Hauptüberschiebung (im Oberen Lochsiten-Kalk) stattgefunden hat.

Metamorphosealter

Radiometrische Datierungen

Rb-Sr- und K-Ar-Datierungen an Illit, der sich während der Metamorphose aus Muskovit neu bildete, wurden an verschiedenen verschieferten Gesteinen aus dem Kartengebiet vorgenommen (HUNZIKER et al. 1986). Die Proben wurden ent-

lang des oben beschriebenen Profils zwischen Chüebodenrus und Vorder-Blistock entnommen und stammen aus dem Verrucano über der Glarner Hauptüberschiebung sowie aus dem Schabell-Melange, der Blattengrat-Decke und der nordhelvetischen Elm-Formation unter der Hauptüberschiebung (HUNZIKER et al. 1986, FREY 1988, ARKAI et al. 1997).

Für die Verrucanoproben liegen die ermittelten K-Ar-Alter im Bereich von 25,8–32,9 Ma (im Mittel bei $27,0 \pm 3,5$ Ma; 5 Messdaten von HUNZIKER et al. 1986, ARKAI et al. 1997, S. 38). Die K-Ar-Alter der Proben aus dem Schabell-Melange und der Blattengrat-Decke liegen im Bereich von 54,8–130,2 Ma, diejenigen der Elm-Formation bei $57,7 \pm 2,0$ Ma, $50,7 \pm 2,2$ Ma und $49,9 \pm 1,8$ Ma in 450 m, 900 m und 1100 m unter der Glarner Hauptüberschiebung. Alle gemessenen K-Ar-Alter unter der Hauptüberschiebung sind älter als die Gesteine selber und werden deswegen als Mischalter betrachtet; anscheinend wurde auch detritischer Illit und/oder Muskovit mitgemessen, wie AKKER et al. (2021) anhand radiometrischer Messungen im selben Gebiet demonstrieren konnten. Die im Bereich des Verrucanos ermittelten Werte werden dagegen nicht als Mischalter betrachtet, sondern könnten dem Alter der Metamorphose entsprechen. Als Obergrenze des Metamorphosealters könnte man dabei das von LU et al. (2018) bestimmte Alter der jüngsten Zirkone nehmen, die im Taveyannaz-Sandstein der Glarner Alpen gefunden wurden, das heisst $ca. 30 \pm 1$ Ma (LU et al. 2018, Abb. 7; Rupélieu, frühes Oligozän); ein Altersbereich, der gut mit den Fossilien aus dem Engi-Dachschiefer zusammenpasst (frühes Oligozän). Andererseits zeigen paläomagnetische Daten aus der Molasse (KEMPF et al. 1999), dass die Sedimentation der terrestrischen Unteren Süsswassermolasse nördlich des Walensees bereits vor 31 Ma eingesetzt hat.

Unweit ausserhalb der Kartengebietsgrenze wurden Illitproben von zwei Orten aus dem Lochsiten-Kalk radiometrisch datiert. An der Lochsite (Bl. Spitzmeilen) bestimmten HUNZIKER et al. (1986) ein Rb-Sr-Alter von $23,2 \pm 1,3$ Ma und ein K-Ar-Alter von $23,3 \pm 1,2$ Ma. Im Weisstannental bei Galans (Bl. Sargans) haben ARKAI et al. (1997, Lokalität B) ein K-Ar-Alter von $13,8 \pm 0,8$ Ma ermittelt. Diese beide Alter liegen weit auseinander. Da der Lochsiten-Kalk bei Galans im Bereich der anchizonalen Metamorphose und bei der Lochsite im Bereich der Diagenese liegt, ist dem jüngeren Galanser Alter vielleicht mehr Bedeutung zuzurechnen. Im zentralen Aar-Massiv fand der Höhepunkt der Metamorphose zwischen 22 und 17 Ma (CHALLANDES et al. 2008) oder zwischen 22 und 13 Ma (ROLLAND et al. 2009) statt.

Spaltspurenanalysen an Apatiten

Spaltspurenanalysen an Apatiten im Kartengebiet erfolgten durch RAHN (1994), LIHOU et al. (1995) und RAHN et al. (1997).

Spaltspuren in Apatiten des Sardona-Quarzits sowie aus granitischen Gerölen und der Matrix des Kristallinkonglomerats aus dem Calfeisental (Trossegto-

bel und Heubützlipass) ergaben ein mittleres (full resetting) Alter von $3,5 \pm 0,1$ Ma und $4,5 \pm 0,4$ Ma (LIHOU et al. 1995).

Apatit-Spaltspurenanalysen aus Sandsteinen der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe im Durnachtal, bei Schwanden (Lochsite), in der Muttseeregion und im Steinbruch Matt lieferten mittlere (full resetting) Alter zwischen 5 und 9 Ma (RAHN 1994, RAHN et al. 1997). RAHN (1994) und RAHN et al. (1997) stellten dabei fest, dass die Isograde während der Zeit des Resettings der Apatite direkt unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung (etwa 9 Ma, Tortonien) etwa parallel zur Überschiebung orientiert waren, was bedeutet, dass die Überschiebung in dieser Zeit ungefähr horizontal durch die 110°C -Isograde aufgestiegen ist. Aus der Annahme, dass die Isograde auch im weiter östlich gelegenen Calfeisengebiet während des Resetting der Apatite parallel zur Überschiebung orientiert waren, schlossen LIHOU et al. (1995), dass die Überschiebung im Bereich des Calfeisentals erst später, um etwa 5 Ma (Miozän/Pliozän-Grenze), horizontal durch die 110°C -Isograde hochgekommen ist.

FREY et al. (1973) erkannten, dass die Isograde im Glärnischgebiet (Oberhelvetikum, Axen-Decke) schief durch die internen Überschiebungen verlaufen; sie schlossen daraus, dass die Glarner Hauptüberschiebung während des Höhepunkts der Metamorphose in südliche Richtung einfiel (TRÜMPY 1969, PFIFFNER 1986, RAHN et al. 1995). RAHN et al. (1995) und RAHN & GRASEMANN (1999) beziffern dieses Einfallen mit etwa 8° . Aufgrund der Spaltspurenanalysen gehen sie davon aus, dass es nach dem Höhepunkt der Metamorphose und nach dem darauffolgenden Weiterverschieben um 5–15 km entlang der Hauptüberschiebung zu einer stetig nordwärtigen Kippung von ca. 15° um eine WSW-ENE orientierte Achse kam. Infolge dieser Rotation müsste die ursprünglich nach Süden geneigte Überschiebung um etwa 9 Ma (Tortonien) horizontal zu liegen gekommen sein. Die Rotation setzte sich dann mit der Hebung des Aar-Massivs stetig fort, bis sie ihr heutiges nordwärtiges Einfallen erreichte. Ungefähr südlich der WSW-ENE streichenden Scheitellinie vom Ofen zum Trinserhorn fällt die Hauptüberschiebung heute nach Süden ein; das Einfallen der Überschiebung war demnach ursprünglich steiler. RAHN et al. (1995) und RAHN & GRASEMANN (1999) gehen von einer Ramp-Flat-Geometrie aus, wobei der nordgeneigte Teil der Überschiebung dem flachen Abschnitt (Flat) und der südgeneigte Teil der Rampe entspräche. Die Umbiegung wäre demnach eine primäre Struktur (ramp flat), wie SCHMID (1975, S. 289) vorgeschlagen hatte, und nicht die Folge einer späteren Faltung.

Wie oben erwähnt (s. S. 159), hätte eine reine Kippung allerdings zur Folge, dass mit einer steileren Neigung nach Süden die Schieferung S2 im Süden an mehreren Stellen ursprünglich nordwärts hätte einfallen müssen, was nicht leicht zu erklären wäre. Vielleicht fand zusätzlich zur Kippung also auch noch eine Faltung der Hauptüberschiebung statt. Hinzu kommt, dass die vermeintliche Rampe mit ESE-WNW parallel zur Scheitellinie streichen würde, während die Überschiebungsrichtung des Oberhelvetikums über die Hauptüberschiebung, falls sie paral-

lel an der Lination im Verrucano stattgefunden haben sollte, genau nach Norden gerichtet war, was nicht gut zueinander passt. Für einen Vergleich mit der Hebungsgeschichte des Aar-Massivs westlich des Kartiergebiets siehe NIBOUREL et al. (2018, 2021) und HERWEGH et al. (2020).

Deformationsphasen

Die Deformationgeschichte (Fig. 43) wird im Bereich des Helvetikums meist in vier Phasen unterteilt (MILNES & PFIFFNER 1977, PFIFFNER 2011). Es sind dies von alt nach jung: die *Pizol-Phase*, die *Cavistrau-Phase*, die *Calanda-Phase* und die *Ruchi-Phase*. Während die Cavistrau-Phase im Kartengebiet keine Rolle spielt, lassen sich die Calanda-Phase und die Ruchi-Phase weiter unterteilen. Alle Phasen erfolgten nach Ablagerung des Engi-Dachschiefers, während und nach dem frühen Oligozän (gemäß den an detritischen Zirkonen bestimmten Altern aus der Taveyannaz-Formation nach 30 ± 1 Ma, LU et al. 2018).

Pizol-Phase

In der Pizol-Phase (Phase der frühen Überschiebung bzw. der Divertikulati-on und Platznahme von Gleitbrettern, TRÜMPY 1969; Phase 1, SCHMID 1975; Ein-gleiten der exotischen Einheiten, PFIFFNER 1978) wurden alle Strukturen, die älter sind als die Faltung der Calanda-Phase A (s. u.) platziert. Während der Pizol-Phase fand die Überschiebung der Sardona-Decke auf die Blattengrat-Decke sowie die Überschiebung der Blattengrat-Decke auf der Vorstegstock-Decke und der Hausstock-Decke statt. Zudem wurde die Sardona-Decke teilweise aufgeschuppt, wobei die Älplichopf-Schuppe und die Gspaltengrat-Schuppe ebenso entstanden wie das Gamperdun-Schuppenpaket der Blattengrat-Decke. Auch müsste die Überschiebung der Leiterberg-Schuppe auf der Vorstegstock-Decke, die Überschiebung der Vorstegstock-Decke auf der Hausstock-Decke und die Überschiebung der Hausstock-Decke auf das jetzige Parautochthon während der Pizol-Phase stattgefunden haben.

Es ist gut möglich, dass alle diese Schuppen und Decken in-sequence übereinandergeschoben sind und dass die Schuppenkomplexe dabei als Duplexe entstanden. Die Reihenfolge nach müssten dann in-sequence übereinander platziert worden bzw. entstanden sein: Sardona-Decke, Älplichopf-Schuppe, Gspaltengrat-Schuppe, Blattengrat-Decke, Gamperdun-Schuppenpaket, Leiterberg-Schuppe, Vorstegstock-Decke, Hausstock-Decke. Es sind keine Deformationsstrukturen im Feld zu erkennen, die eindeutig diesen Überschiebungen zugeordnet werden können. Die Überschiebungen liegen innerhalb von mehr oder wenig mergeligem schiefri-gem Tonstein, und von tatsächlichen Überschiebungen ist nichts zu sehen.

| Phase | | Deformation im Kartengebiet | | |
|---|--|---|---|--|
| Hebung, Kippung Abschiebung | | Faltung der Glarner Hauptüberschiebung (?) Nur wenige E–W streichende Abschiebungen schneiden durch die Glarner Hauptüberschiebung | Apatit-Spaltspuren im Unterhelvetikum: 9–5 Ma (RAHN et al. 1997) | |
| Ruchi-Phase | C | Kataklastische Deformation im Lochsiten-Kalk, Bildung des Septums | | |
| | B | Glarner Hauptüberschiebung Bildung der Scherzone des Oberen Lochsiten-Kalks Eindrehung von S1 und S2 | 5–15 km nordwärtiger Versatz des Oberhelvetikums | |
| | A | Bildung kuspalt-lobater Falten des Unteren Lochsiten-Kalks und der Tschingelhörner-Schuppen Runzelschieferung S2 | Höhepunkt der Metamorphose: 17–22 Ma (CHALLANDES et al. 2008) | |
| Catalana-Phase | Überschiebung des Oberhelvetikums | F3 | Tschingelhörner-Überschiebung und nordwärtiges Eindrehen von S1 Scherung unter und über der Tschingelhörner-Überschiebung Nord-Süd-Streckungslineation im Verrucano | Mindestens 30–40 km nordwärtiger Versatz des Oberhelvetikums |
| | | F2 | Faltung mit S1 als Achsenebenenschieferung Schieferung S2 im Unter- und Oberhelvetikum | |
| | | F1 | Segnas-Überschiebung und Bildung des Segnas-Melanges | |
| | E | Vorab-Überschiebung | | |
| | D | Aufschiebungen | z.B. Jetzalp-Aufschiebung, Chrauchtal-Aufschiebung | |
| | C | Rietboden-Überschiebung | | |
| | B | Aufschiebungen | z.B. Tschep-Aufschiebung, Obere Mirutta-Aufschiebung | |
| | A | NNW-vergente Falten | z.B. Engi-Hinterdorf-Synklinale, Chrauchtal-Synklinale, Stueleggorn-Antiklinale, Panära-Antiklinale, Raschaglius-Synklinale, Ofen-Antiklinale | |
| Pizol-Phase | Überschiebung (in-sequence?) | | | |
| <p style="text-align: center;"> Sardona-Decke Blattengrat-Decke Vorstegstock-Decke Hausstock-Decke Parautochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs </p> | | | | |
| 31 ± 1 Ma | Alter der jüngsten während der Pizol-Phase deformierten Sedimente (Matt-Formation) | | | |

Fig. 43: Übersicht der Deformationsphasen im Gebiet von Atlasblatt Elm.

Es liegt daher auf der Hand, dass sie unter sehr niedrigen P-T-Bedingungen entstanden. DIELFORDER et al. (2015, 2016) und AKKER et al. (2021) beschreiben die niedriggradige Deformation ausführlicher. Soft-Sediment-Deformationsstrukturen, wie z.B. slump folds oder die von SINCLAIR (1992) beschriebenen Slump-Strukturen im Nordhelvetischen Flysch des Jetzalp-Gebiets, lassen sich nicht eindeutig diesen Überschiebungen zuordnen. Platznahme durch Abwärtsgleiten in einem Vorlandbecken (vgl. TRÜMPY 1969) scheint unwahrscheinlich, da jedenfalls die Blattengrat-Überschiebung im Sernftal durch die Stratigraphie der Hausstock-Decke hinaufzuschneiden scheint (vgl. LIHOu 1996a).

Cavistrau-Phase

Unter der Cavistrau-Phase wird die Platznahme von allochthonen Einheiten im Zusammenhang mit grossräumigen liegenden Falten verstanden (PFIFFNER 1978). Sie entspricht der frühhelvetischen Überfaltungphase von TRÜMPY (1969). Während der Cavistrau-Phase entstand die liegende isoklinale Falte der Cavistrau-Decke und fand die nachträgliche Abscherung und Platznahme der Cavistrau-Decke statt, auch über die (ältere) Frisal-Aufschiebung hinweg (KÄCH 1969, 1972). Die Abscherung und der Transport der Griesstock-Decke und des Clariden-Schuppenkomplexes müsste ebenfalls während der Cavistrau-Phase stattgefunden haben (TRÜMPY 1969, KÄCH 1972, HANTKE et al. 2019). Die Cavistrau-Phase wurde chronologisch vor der Calanda-Phase platziert, da die Hauptschieferung im Cavistrau-Gebiet quer durch die liegende Falte und durch die Überschiebung schneidet. Die liegende Falte und die Überschiebung sind also älter als die Schieferung. Die Cavistrau-Überschiebung liegt allerdings in der Verlängerung der Piz-d'Artgas-Überschiebung und der Vorab-Überschiebung (S. 133 ff.; vgl. KÄCH 1969, siehe auch VON DÄNIKEN & FREHNER 2017, S. 673), und die Vorab-Überschiebung transportiert genauso ältere Falten, schneidet ältere Aufschiebungen ab und wird von der Hauptschieferung S1 durchschnitten. Damit würde die Cavistrau-Phase der nachfolgend beschriebenen Calanda-Phase E entsprechen. Um Verwirrung vorzubeugen, sollte diese jedoch besser nicht Cavistrau-Phase genannt werden.

Calanda-Phase

Während der Calanda-Phase (Phase 2, SCHMID 1975; Verfaltung und Zerschlitzzung, PFIFFNER 1978) wurde das während der Pizol-Phase entstandene Schuppen- und Deckengebäude gefaltet, verschuppt, nochmal neu durch Überschiebungen durchschnitten und penetrativ geschiefert, wobei es noch einmal verfaltet wurde. Zudem fand die erste Phase der Glarner Hauptüberschiebung statt. Der Ablauf der Ereignisse im Gebiet von Blatt Elm lässt sich anhand von sechs Subphasen (A-F) detailliert nachvollziehen (Fig. 43).

Calanda-Phase A

Zu Beginn erfolgte mit der Faltung des Deckenstapels die Bildung grosser, meist ENE–WSW streichender NNW-vergenger überkippter Falten (Plattenberg-Phase, GASSER & DEN BROK 2008). Es wurde dabei keine Schieferung gebildet, die Schieferung S1 entstand später. Während dieser Zeit entstanden, von Nord nach Süd, im westlichen Kartengebiet im Sernftal-Komplex unter anderem die Engi-Hinterdorf-Synklinale, die Schwarzchopf-Antiklinale, die Chrauchtal-Synklinale, die Stuelegghorn-Antiklinale, die Leger-Synklinale und die Erbserstock-Antiklinale. Im östlichen Kartengebiet bildeten sich im Rietboden-Komplex die Gula-Antiklinale, die Scheubs-Synklinale und die Heubützli-Antiklinale sowie die Grauspitz-Falten. Im südlichen Teil des Kartengebiets entstanden im Vorab-Komplex unter anderem die Panära-Antiklinale, die Il-Vonn-Synklinale, die Siala-Antiklinale, die Raschaglius-Synklinale und wahrscheinlich auch die Ofen-Antiklinale der Tschingelhörner-Schuppen sowie die anderen Falten, die zur überkippten Lage verschiedener Tschingelhörner-Schuppen führten, bevor sie in ihre heutige Position transportiert wurden.

Die Prä-Plattenberg-F1-Falten von GASSER & DEN BROK (2008), die aus der grossen Variabilität der δ -Lineationen abgeleitet werden konnten, wurden von ihnen in die Pizol-Phase platziert (vgl. auch SCHMID, 1975, Phase 1). Sie nehmen an, dass es sich um eine eigenständige Faltungsphase handelt, die vor der Faltung der Calanda-Phase A stattgefunden hat. Es ist allerdings gut möglich, dass die Variabilität der δ -Lineationen und der Faltenachsen eine Folge der Faltung der Calanda-Phase A selber ist. Diese Falten sind ja auch älter als die Schieferung.

Es gibt deutliche Querfalten, also Falten, die etwa Nord–Süd streichen oder zumindest einen grossen Winkel mit der späteren S1 bilden. Auch diese Falten sind älter als die Schieferung S1. Beispiele sind die Tierbodenhorn-Falten, die Schönbuel-Antiklinale, die Sardonagletscher-Synklinale und die Sardonahütte-Antiklinale. Es ist unklar, ob diese vor, während oder nach den Falten der Calanda-Phase A gebildet wurden.

Calanda-Phase B

In dieser Phase erfolgte die Verschuppung des in der Pizol-Phase gebildeten und während der Calanda-Phase A verfalteten Deckenstapels. Nun entstanden, von Süd nach Nord, die einzelne Aufschiebungen und Schuppen, die später gemeinsam als Vorab-Komplex über der Vorab-Überschiebung nordwärts transportiert wurden: Tschep-Aufschiebung, Obere Mirutta-Aufschiebung, Il-Vonn-Aufschiebung, Untere Mirutta-Aufschiebung, Calanda-Aufschiebung, Obere Orglen-Aufschiebung, Untere Orglen-Aufschiebung, Marchegghorn-Aufschiebung und Muotatsattel-Aufschiebung.

Es ist nicht möglich die Entstehung und die Aktivität all dieser Aufschiebungen überall in Bezug zu den Calanda-A-Falten zu setzen. Generell gilt, dass diese Aufschiebungen nicht oder fast nicht verfaltet wurden, so dass sie deshalb nicht vor der Calanda-A-Faltung, sondern höchstens während oder nach der Calanda-A-Faltung entstanden sein können. Ausserdem schneiden diese Aufschiebungen Calan-

da-A-Falten ab. Die Aufschiebungen streichen ungefähr W-E bzw. WNW-ESE, während die Calanda-A-Falten eher WSW-ENE orientiert sind. Am deutlichsten ist dies bei der Tschep-Aufschiebung und den beiden Mirutta-Aufschiebungen zu sehen, welche die Calanda-A-Falten II-Vonn-Synklinale, Siala-Antiklinale und Raschglius-Synklinale klar abschneiden (vgl. FELDER 1973).

Calanda-Phase C

Die Rietboden-Überschiebung mit der daraufliegenden Rietboden-Schuppe der Blattengrat-Decke schneidet die Calanda-A-Falten im Sernftal ab, wird selbst durch verschiedene Aufschiebungen durchschnitten und endet im Süden im Tschöl zusammen mit der Blattengrat-Decke an der Jetzalp-Aufschiebung. Die Rietboden-Überschiebung müsste dort aufgeschoben sein, ist aber entweder von der Vorab-Überschiebung abgeschnitten worden oder geht weiter südlich in diese über. Das heisst, die Vorab-Überschiebung könnte hier mit der Rietboden-Überschiebung zusammenfallen, und die ursprünglich daraufliegende Rietboden-Schuppe wäre dann nordwärts überschoben worden.

Calanda-Phase D

Während der Calanda-Phase D entstanden Aufschiebungen, die steiler durch die Rietboden-Überschiebung hinauf schneiden. Sie werden durch die Segnas-Überschiebung diskordant abgeschnitten, darunter, von Nord nach Süd (vgl. Taf. II) die Wissenberg-Aufschiebung, die Chrauchtal-Aufschiebung, die Tierbodenhorn-Aufschiebung, die Tschöl-Aufschiebungen und die Jetzalp-Aufschiebung.

Calanda-Phase E

Während der Calanda-Phase E wurde die Vorab-Überschiebung gebildet. Sie schneidet die Jetzalp-Aufschiebung im Tschöl ab, ist also nach der Rietboden-Überschiebung entstanden. Möglicherweise fällt sie südlich der Jetzalp-Aufschiebung mit der Rietboden-Überschiebung zusammen (s. o.). Die Jetzalp-Aufschiebung ist demnach jünger als die Rietboden-Überschiebung und älter als die Vorab-Überschiebung. Weiter schneidet die Vorab-Überschiebung die während der Calanda-Phase A und B entstandenen Falten und Schuppen sowie die älteren Strukturen der Pizol-Phase ab. Sie wurden entlang der Vorab-Überschiebung zusammen als Vorab-Komplex nordwärts geschoben. Vielleicht entsprechen die Rietboden-Überschiebung und die Vorab-Überschiebung der Basisüberschiebung unterhalb des Clariden-Komplexes bzw. der Griesstock-Überschiebung im Gebiet der Blätter Linthal und Tödi.

Calanda-Phase F

Während der Calanda-Phase F begann die Überschiebung der helvetischen Decken mit der Bildung des Segnas-Komplexes. Die Segnas-Überschiebung unterhalb des Segnas-Melanges schneidet die Vorab-Überschiebung und die Rietboden-Überschiebung sowie alle anderen älteren Falten und Aufschiebungen diskordant ab. Diese Überschiebung lässt sich zeitlich nicht mit Sicherheit von der Überschiebung der Tschingelhörner-Schuppen, die entlang der Tschingelhörner-Überschiebung auf das Segnas-Melange überschoben wurden, abgrenzen. Die Schieferung S1 ist sowohl im Schabell-Melange als auch in den Tschingelhörner-Schuppen und im Lochsiten-Kalk präsent und gegen Norden gedreht. Sie wurde nachträglich durch die Runzelschieferung S2 überprägt (während der Ruchi-Phase, s. u.). Somit fand während der Calanda-Phase F die Überschiebung des Segnas-Melanges über die Segnas-Überschiebung und die Überschiebung der Tschingelhörner-Schuppen über die Tschingelhörner-Überschiebung statt, und es wurde die Schieferung S1 gebildet.

Die Schieferung S1 könnte sich entweder erst nach einer ersten Überschiebungsphase des Segnas-Komplexes entwickelt haben und danach in einer zweiten Überschiebungs- und Scherungsphase immer noch während der Calanda-Phase F eingedreht worden sein oder sich während der Überschiebung und Scherung in einer duktilen Scherzone entwickelt haben. Allerdings finden sich keine asymmetrischen Strukturen wie σ -Klasten, Scherbänder, Streckungslineation oder sonstige Strukturen, die darauf hinweisen würden, dass S1 während einer Scherung gebildet wurde. Wahrscheinlicher scheint deshalb, dass die Überschiebung des Segnas-Komplexes in zwei getrennten Phasen stattgefunden hat, vor und nach der Bildung der Schieferung S1. Das ergäbe folgende Abfolge der Ereignisse:

1. Überschiebung und Bildung des Segnas-Melanges über die Segnas-Überschiebung (Calanda-Phase F1),
2. Bildung von S1 (Calanda-Phase F2),
3. Überschiebung der Tschingelhörner-Schuppen und nordwärtiges Einbiegen von S1 in einer Zone unterhalb der Tschingelhörner-Schuppen (Calanda-Phase F3).

Gegen unten ist klar zu sehen, wie die Schieferung S1 nach der Bewegung entlang der Vorab-Überschiebung (Calanda-Phase E) und der Rietboden-Überschiebung (Calanda-Phase C) gebildet wurde. Die Schieferung S1 schneidet durch diese Überschiebungen, und es gibt keine Hinweise darauf, dass sie an der Überschiebung mitgeschert wurde. Sie schneidet auch durch die Aufschiebungen und die Achsenebenen der Falten der Calanda-Phase A sowie durch die Überschiebungen der Pizol-Phase. Während der Bildung von S1 wurden auch Falten gebildet, die aber kleiner sind als diejenigen der Calanda-Phase A, denn Vorab-, Rietboden- und Segnas-Überschiebung sind nur wenig gefaltet. Die ersten beiden werden eher

lokal durch Aufschiebungen (z.B. Chrauchtal-Aufschiebung der Calanda-Phase E) durchschnitten, als dass sie während der Bildung von S1 verfaltet wurden. Wohl fand eine beträchtliche Verformung während der Bildung von S1 statt, doch führte diese nicht zu einer bedeutenden Faltung der Rietboden-, Vorab- und Segnas-Überschiebung (vgl. Rietboden-Überschiebung, Fig. 43).

Im Oberhelvetikum entspricht die Hauptschieferung S1 wahrscheinlich der Hauptschieferung S1 des Unterhelvetikums (SCHMID 1975). Sie wurden wahrscheinlich gleichzeitig während der Calanda-Phase F2 gebildet. Die nordwärts gerichtete Scherung, die im Verrucano des Oberhelvetikums stattgefunden hat (Bildung des «Plagioklasgneises»), müsste dann während der Calanda-Phase F3 stattgefunden haben.

Im Nord-Süd-Profil durch die Glarner Alpen von SCHMID (1975, Fig. 2) ist gut zu sehen, wie die Schieferung S1 des Oberhelvetikums nördlich des Kartengebiets tektonisch aufwärts durch den Deckenstapel mit zunehmender Distanz zur Hauptüberschiebung immer steiler steht und dann die Achsenebenenschieferung von Falten in den höheren Decken bildet. Diese Geometrie passt gut zu einer nordvergenten Scherung des unteren Oberhelvetikums wie in einer grossen liegenden Scherzone, die an der Unterseite scharf von der Hauptüberschiebung benetzt wird.

Ruchi-Phase

Während der Ruchi-Phase (Phase 3, SCHMID 1975; weitere Verfrachtung der helvetischen Decken, PFIFFNER 1978) entstanden die Runzelschieferung S2 und die kusat-lobaten Falten im Segnas-Komplex, und es fanden weitere Bewegungen von 5–15 km entlang der Glarner Hauptüberschiebung statt (vgl. PFIFFNER 2011).

Ruchi-Phase A

Während der Ruchi-Phase A wurden die Runzelschieferung S2 und die zugehörigen kusat-lobaten Falten an der Unterseite der Tschingelhörner-Schuppen und des Lochsiten-Kalks gebildet. Die Bildung von S2 fiel wahrscheinlich mit dem Höhepunkt der Metamorphose zusammen, unter der Annahme, dass die Beobachtung in der Tschep-Schuppe aus der Gegend von Reichenau, wonach Chloritoid-Porphyroblasten während S2 noch weiterwuchsen (PFIFFNER 1977), ins Gebiet von Blatt Elm extrapoliert werden kann.

Ruchi-Phase B

Deutlich *nach* der Bildung der Runzelschieferung S2 und den kusat-lobaten Falten entstand die Kalkscherzone des Oberen Lochsiten-Kalks, worin die Schieferungen S1 und S2 umbiegen und parallel zur Überschiebung geschert werden. Es ist dies die Phase der *Glarner Hauptüberschiebung*. Da die Isograden der Metamorphose um 5–15 km an der Hauptüberschiebung versetzt werden, müsste dies auch

dem Versatz entsprechen, der während der Hauptüberschiebung in dieser Phase stattgefunden hat.

Da die Hauptschieferung S1 im Verrucano des Oberhelvetikums etwa parallel zur Hauptüberschiebung liegt, entsteht der Eindruck, dass es sich dabei um die während der Scherung der Ruchi-Phase B eingedrehte S1 und S2 des Unterhelvetikums handelt und somit die nordwärtige duktile Scherung im Oberen Lochsiten-Kalk gleichzeitig auch im ganzen Verrucano stattgefunden hat. Das Gefüge im Verrucano deutet ja ebenso auf eine nordwärtige Scherung hin (BURKHARD et al. 1992, VAN DAALEN et al. 1999). Dagegen spräche allerdings die Beobachtung von SIDANS (1979), dass der Höhepunkt der Metamorphose im Verrucano nach der Bildung von Hauptschieferung S1 des Verrucanos stattgefunden haben muss, während diese im Unterhelvetikum während der Bildung von S2 stattgefunden haben müsste (PIFFNER 1977). Ebenfalls dagegen spräche, dass die Isograden and der Hauptüberschiebung um 5–15 km nordwärts versetzt wurden, wobei allerdings angemerkt werden sollte, dass unverständlich bleibt, wieso die Isograden im Oberhelvetikum so viel weiter auseinanderliegen als im Unterhelvetikum (s. S. 168 ff.). Wenn die genannten Beobachtungen zur Metamorphose stimmen, müsste das Oberhelvetikum während des Versatzes der Ruchi-Phase B um 5–15 km dann doch quasi rigide über das Unterhelvetikum geschoben worden sein, während die Scherzone des Oberen Lochsiten-Kalks gebildet wurde. Die nordwärtige Scherung im Verrucano des Oberhelvetikums müsste in dem Falle in einer früheren Phase der Überschiebung stattgefunden haben, also während der Calanda-Phase F3. Das hiesse, die Streckungslineationen und andere Schersinn-Indikatoren im Verrucano müssten den Bewegungssinn während der Calanda-Phase F3 wiedergeben. Der Bewegungs- bzw. Schersinn während der Ruchi-Phase B bliebe offen, da keine eindeutigen Kriterien vorlägen.

Ruchi-Phase C

Während dieser Phase erfolgte eine spröde, teilweise kataklastische Scherung entlang des Septums. Grosse Versätze werden entlang des immer weniger als 5 mm mächtigen, scharf begrenzten Septums aber nicht stattgefunden haben (vgl. SCHMID 1975).

Deformation nach Bildung der Glarner Hauptüberschiebung

Es gibt nur wenige Brüche, bei denen sich mit Sicherheit feststellen lässt, dass ihre Bewegung nach der Bildung der Glarner Hauptüberschiebung stattgefunden hat, da sie die Glarner Hauptüberschiebung schneiden. Beispiele sind eine südwestfallende Abschiebung beim Martinsloch, eine südfallende Abschiebung durch die Fuorcla dil Segnas Sura nördlich des Atlas, eine südfallende Abschiebung bei Pkt. 2842 m nördlich des Pass dil Segnas. Zwei weitere, ebenfalls südfallenden Abschiebungen gibt es unweit südlich des Kartengebietsrands beim Pala da Porcs. Der Versatz dieser Abschiebungen liegt im Bereich von etwa 5–20 m. Vielleicht hängt ihre Bildung mit der grösseren, südfallenden Rhone-Rhein-Abschiebung (vgl. R. Trümpy in SCHMID 1975, Fig. 2) zusammen und mit der spätmiozänen bis pliozänen Hebung des Aar-Massivs (vgl. NIBOUREL et al. 2018, 2021).

Es bleibt offen, ob die grosse WSW–ENE streichende Antiform, die die Hauptüberschiebung im Glarnerland beschreibt, vor der miozänen–pliozänen nordwärtigen Kippung (vgl. Diskussion S. 173) durch eine Faltung nach der Ruchi-

Phase C gebildet wurde, oder ob sie dem ursprünglichen Verlauf der Überschiebung entspricht (ramp im Süden, flat im Norden, SCHMID 1975, RAHN & GRASEMANN 1999) und in diesem Fall während der Calanda-Phase F3 (Tschingelhörner-Überschiebung) entstanden sein müsste.

Forschungsgeschichtlich bedeutsame Aspekte des Kartengebiets

Im Abschnitt «Geologische Karten und Profile» in der Einführung (s. S. 13 ff.) wurden alle bisherige Kartierarbeiten präsentiert, die im Gebiet des Atlasblatts Elm ausgeführt wurden. Für eine Übersicht der langen und spannenden geologischen Forschungsgeschichte im Kartengebiet und darüber hinaus sei auf TRÜMPY (1991), FELDMANN (2002, 2016), TRÜMPY & WESTERMANN (2008), WESTERMANN (2009) und LETSCH (2011, 2014, 2017) verwiesen.

In den vorliegenden Erläuterungen ist gewiss nicht ausreichend Platz, um die Forschungsgeschichte, die weit über die Grenzen des Kartengebiets hinausreicht, umfassend darzustellen. Zwei Themen mit grossem Bezug zur Geologie des Atlasblatts Elm sollen hier dennoch kurz angerissen werden: eine Beschreibung der Glarner Doppelfalte und die Vorstellung des «eingewickelten» exotischen Glarner Flyschs.

Die Glarner Doppelfalte

ALBERT HEIM (1878) war der Auffassung, dass das Unterhelvetikum der Glarner Alpen grossmassstäblich in einer WSW-ENE streichenden Doppelfalte verfalltet war (Fig. 44A). Diese Doppelfalte bestand aus einer mehrere Kilometer langen südvergenten isoklinalen Nordfalte (A-B) und einer mehrere Kilometer langen nordvergenten isoklinalen Südfalte (C-D). Die beiden normalen Schenkel der Mulden B und C der isoklinalen Falten waren durch den so genannten Muldenschenkel B-C miteinander verbunden (Fig. 44B). Gemäss ALB. HEIM (1878) entstanden die isoklinalen Falten durch Überschiebung von zwei Seiten: die Nordfalte durch eine südgerichtete Überschiebung, die Südfalte durch eine nordgerichtete Überschiebung¹; Die überkippten Mittelschenkel – HEIM (1878, S. 127) nannte sie «gesteigerte liegende Falten» – wurden dabei ausgewalzt. So entstand eine Art Tasche A-B-C-D, in der Trias, Jura, Kreide und Eozän vom Verrucano fast gänzlich eingeschlossen waren. Die schmale Lücke zwischen den Stirnen A und D der liegenden isoklinalen Antiklinalen sollte sich etwa entlang der WSW-ENE strei-

¹ ALB. HEIM (1878, S. 127) schrieb: «Diese gesammte Lagerungserscheinung stellt sich zunächst als eine beiderseits gegen die Mittellinie hin eingetretene Ueberschiebung dar. Wir werden noch genauer nachweisen, dass die Ueberschiebungen beiderseits nicht eigentliche Verwerfungen, sondern gesteigerte liegende Falten sind. Das Ganze bildet eine Doppelfalte.»

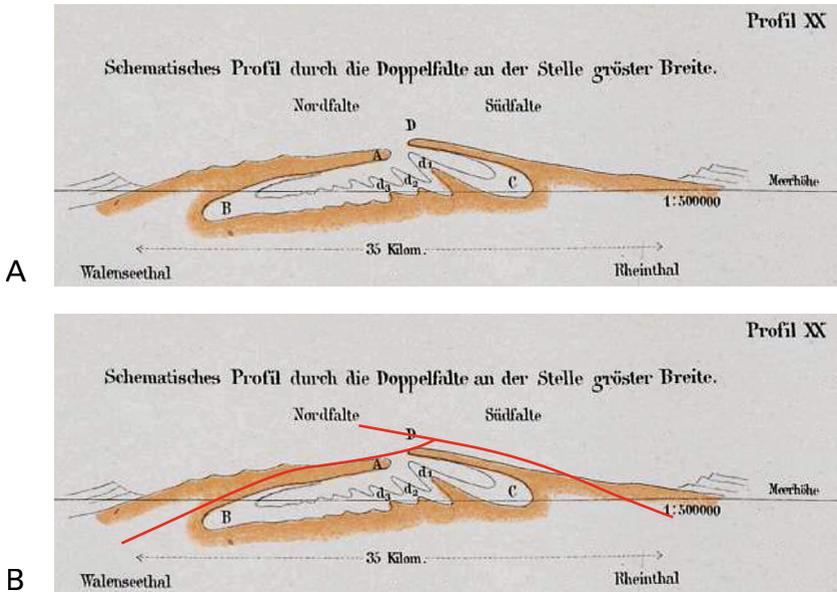


Fig. 44: A: Die Glarner Doppelfalte (ALB. HEIM 1878, Profil XX). B: Dieselbe Abbildung mit anderer Interpretation der Strukturen.

chenden Linie Foopass–Elm–Wichlenalp befinden. Der Verrucano am Chärpf sowie am Foostock, an den Risetenhörnern und am Fuggenstock gehörte zur Nordfalte, der Verrucano am Piz Sardona, Piz Segnas, Trinserhorn / Piz Dolf, den Tschingelhörnern und dem Ofen gehörte zur Südfalte. Von den beiden Faltenstirnen A und D selbst war nichts mehr zu sehen, da sie ja wegerodiert waren.

Der Verrucano sollte also isoklinal verfault sein: oben gegen die Trias normal liegend, unten gegen den Lochsiten-Kalk überkippt liegend. Tatsächlich gibt es isoklinale Falten im Verrucano, die oberflächlich betrachtet als Unterstützung für eine isoklinale Faltung der ganzen Abfolge dienen könnten, wie z.B. die Falten in der Südostwand des Piz Segnas. Aufgrund der Lithostratigraphie wissen wir heute aber, dass der Verrucano im Grossen und Ganzen normal liegt und dass die isoklinale Falten grossmassstäblich eher unbedeutend sind. Die nördliche Muldenumbiegung B ist nirgendwo aufgeschlossen. ALB. HEIM (1878) nahm an, dass sie im Untergrund verborgen lag. Die südliche Muldenumbiegung C ist dagegen aufgeschlossen, und zwar am deutlichsten am Crap Tgietschen / Rotstock auf der Alp Mer (Taf. I, Profil 1); sie entspricht der Il-Vonn- und der Raschaglius-Synklina-

le im südlichen Kartengebiet Elm (Taf. I, Profil 3). Die kleineren nordvergenten Falten im mittleren Teil der Falte (d1, d2, d3) nannte HEIM (1878) «sekundäre Falten» oder «nördliche Nebenwellen der Südfalte *in seichterem Wasser*». Hier handelt es sich um die nordwestvergenten Falten der Calanda-Phase B (Engi-Hinterdorf-Synklinale, Schwarzchopf-Antiklinale, Chrauchtal-Synklinale, Stuelegghorn-Antiklinale usw.). Den Lochsiten-Kalk der beiden überkippten Mittelschenkel der liegenden Falten betrachtete ALB. HEIM (1878) als extrem ausgedünnt, bei der gesteigerten isoklinalen Faltung ausgewalzten «Hochgebirgskalk» (v.a. Quinten-Formation). Seine Idee war, dass Eozän, Kreide, Jura, Trias und Perm (Verrucano) hier überkippt lagen, aber durch die Überschiebung so sehr ausgedünnt worden waren, dass vor allem von Kreide, Mittlerem und Frühem Jura sowie der Trias nichts oder fast nichts mehr übriggeblieben war, ausser einige unregelmässige, auseinandergezogene Fetzen des Späten Juras (als Lochsiten-Kalk), im Süden hier und dort mit etwas Kreide darunter (Tschingelhörner-Schuppen). Die normal liegenden Jura- und Kreideabfolgen der hohen Vorab-Nordwand des Zwölfihorns unter dem Gletscherhorn der Tschech-Schuppe lagen nach ALB. HEIMS (1878) Einschätzung völlig überkippt; die braun anwitternden Schichten der Frühen Kreide über der Quinten-Formation waren für ihn überkippt liegender Dogger, den gelblichen, schwach dolomitischen Oberen Lochsiten-Kalk interpretierte er als triassischen Röti-Dolomit.

Die Glarner Doppelfalte mag als merkwürdiges Konstrukt erscheinen und ihr Zustandekommen schwer verständlich sein. Wenn man aber die beiden ausgedünnten überkippten Schenkel als duktile Scherzonen ansieht (Fig. 44B) und annimmt, dass zuerst die südwärts gerichtete Scherzone der Nordfalte B–A (als Rücküberschiebung) und danach die nordwärts gerichtete Scherzone der Südfalte C–D gebildet wurde, und dass Letztere die erste zwischen A und D abschneidet, dann erscheint die Doppelfalte als eine durchaus mögliche Struktur, gemessen an unseren heutigen Vorstellungen. Der Schwachpunkt an ALB. HEIMS (1878) Hypothese war natürlich, dass keine der drei Umbiegungen (A, B, D) vorhanden waren. Aber anzunehmen, dass es bei dem nordwärts einfallendem überkipptem Schenkel B–A der Nordfalte um eine nordwärts gerichtete Überschiebung handeln könnte, eine Überschiebung, die nach unten in den Berg hineingeht, ging verständlicherweise noch etwas zu weit. Auch ROTHPLETZ (1883, S. 181 f.) ging von einer «Südrichtung der Glarner Überschiebung» aus.

Der «eingewickelte» exotische Glarner Flysch

ALB. HEIM (1878) rechnete alle Gesteine, die in der «Tasche» A–B–C–D seiner Glarner Doppelfalte (Fig. 44A) auf der Kreide liegen, zum so genannten Glarner Flysch (die heutige Stad-Formation und Nordhelvetische Flysch-Gruppe sowie die Gesteine der Blattengrat- und Sardona-Decke zusammen). Er betrachtete sie als eine einzige, normal liegende stratigraphische Abfolge eozänen Alters, da ja an

vielen Stellen eozäne Nummuliten führende Gesteine in diesem Schichtpaket auftreten. Als WETTSTEIN (1886) nach einer Studie der Fossilien im Landesplattenberg Engi ein vermutlich oligozänes Alter für die Dachschiefer des Glarner Flyschs (heute Engi-Dachschiefer der Matt-Formation) postulierte, war ALB. HEIM (1891, S. 34) nicht überzeugt und schrieb: «Die Fischechiefer von Glarus und die Gesteine gleichen Alters lassen sich nicht aus den mit der Nummulitenbildung verknüpften Tonschiefern herauschälen». Auch ARN. HEIM (1908) war nicht überzeugt und vertrat wie sein Vater in seiner umfangreichen Arbeit über die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen die Idee, der Glarner Flysch sei eine einzige, im Wesentlichen normal liegende stratigraphische Abfolge eozänen Alters, die von unten nach oben aus «Unteren Nummulitenschichten (Bürgenschichten), Unterm Flyschmergel (Globigerinenschiefer), Taveyannazsandstein, Dachschiefer und Sandsteine, Blattengratschichten mit Nummuliten und Wildflysch mit darin enthaltenen Quarzitbänken, seewerartigem Kalkstein, exotischen kristallinen Blöcken und Nummulitenkalk» besteht. So wurde der Glarner Flysch auch auf der Geologischen Karte 1:50 000 der Glarner Alpen kartiert (OBERHOLZER & Alb. HEIM 1910).

ROTHPLETZ (1898) war dagegen sehr wohl überzeugt und unterteilte den Glarner Flysch auf seiner Geologischen Karte 1:100 000 und in seinen Profilen bereits in ein untenliegendes Oligozän (Nordhelvetischer Flysch) und in ein obenliegendes Eozän (Blattengrat- und Sardona-Decke). Er meinte aber, das Eozän müsse überkippt auf dem Oligozän liegen und stellte sich den «Glarnerflysch» als eine grosse nordwestvergente isoklinale Synklinale (im Wesentlichen der Mulde C der Südfalte der Glarner Doppelfalte entsprechend) mit Oligozän im Kern vor. Der überkippte Schenkel mit dem Eozän wird auf seiner Karte und in seinem Profil in der Gegend von Engi von der Hauptüberschiebung diskordant abgeschnitten. Hier entspricht seine Synklinale etwa der Engi-Hinterdorf-Synklinale.

BOUSSAC (1910) stellte nun fest, dass die stratigraphisch unter der Taveyannaz-Formation liegenden Bürgen- und Stad-Formation ein späteozänes Alter (Priabonien) haben, während die im Glarner Flysch stratigraphisch vermeintlich höher liegenden Nummuliten der «Blattengratschichten» ein älteres, von ARN. HEIM (1908) bestimmtes mitteleozänes Alters (Lutétien) haben. Damit konnte von einer normal liegenden Abfolge keine Rede mehr sein und so vertrat auch ROTHPLETZ (1898) die Idee einer liegenden Falte mit Eozän («Blattengratschichten», «Wildflysch») im überkippten Schenkel auf oligozänem Dachschiefer im Kern.

OBERHOLZER & ALB. HEIM (1910) hatten an vielen Stellen seewerähnlichen oder seewerartigen Kalk im «Wildflysch» gefunden und kartiert, «der bald in Form von umfangreichen Felsmassen, bald in Form von kleinern Linsen oder Brocken *in den Wildflysch [...] eingebettet* ist» (OBERHOLZER 1933, S. 173). Einige dieser Vorkommen, darunter in der Antiklinale am Falzüber, waren schon von ALB. HEIM (1878, Taf. II) auf der Geologischen Karte 1:250 000 als Kreide, von ROTHPLETZ (1898) als «Oberkreide» eingezeichnet worden, wurden aber als Antiklinalstirne

von «Sekundärfalten» im Muldenschenkel B–C interpretiert, wie die Falte d1 (Fig. 44A; ALB. HEIM 1878, Taf. VII, Profile XV, XVII; ROTHPLETZ 1898, Taf. VI, Fig. 15). ALB. HEIM (1878, S. 209) schrieb diesbezüglich: «Es kann die Kreide nur von unten aus den durch Eocen verdeckten gemeinsamen Muldenschenkel der Doppelfalte aufgestiegen sein.» Andere Vorkommen von seewerartigem Kalk betrachtete ALB. HEIM (1878, S. 209) als «einzelne abgequetschte und durch die Eocenbewegungen weitergeschleppte Fetzen von solchen [Falten].» ARN. HEIM (1911) konnte anhand der Foraminiferen feststellen, dass es sich beim seewerartigen Kalk bei Falzüber zweifellos um Ablagerungen der Späten Kreide handelt, und da aus der Kartierung von OBERHOLZER & ALB. HEIM (1910) folgte, dass dieser seewerartige Kalk im «Wildflysch» stratigraphisch «eingebettet» ist, musste der Wildflysch dementsprechend auch ein Spätkreide-Alter haben. Er musste deswegen älter als die darunterliegenden eozänen Blattengrat-Schichten sein. Eine überkippte Lage des Wildflyschs als überkippter Schenkel einer grossen liegenden nordvergenten Synklinalen, wie ROTHPLETZ (1898) und BOUSSAC (1910) annahmen, kam für ARN. HEIM (1911) allerdings nicht infrage. Seiner Meinung nach war es erstens unvorstellbar, dass der harte Malmkalk (Quinten-Formation) des überkippten Schenkels zum dünnen Lochsiten-Kalk ausgedünnt worden wäre, während die weichen Gesteine der Blattengrat-Decke («Blattengrat-Schichten») und des Schabell-Melanges («Wildflysch») etwa 1–2 km mächtig geblieben wären. Zweitens stellte er fest, dass es im normalen Schenkel dieser vermeintlich liegenden Falte weder Wildflysch noch Blattengrat-Schichten gibt. Falls es sich tatsächlich um eine grosse liegende nordvergente Synklinale handeln würde, wie ROTHPLETZ (1898) und BOUSSAC (1910) behaupteten, dann müsste der überkippte Schenkel von oben nach unten aus verkehrt liegendem «Malmkalk, Bürgenschichten, Globigerinenschiefer, Taveyannazsandstein und Dachschiefer» bestehen. Man findet von oben nach unten aber «Malmkalk, Wildflysch und Blattengrat-Schichten», also eine ganz andere Abfolge. Nach ARN. HEIM (1911) liegt der «Wildflysch» nicht überkippt, sondern normal. Analog zu der von LUGEON (1902) im Diableretsgebiet vorgeschlagen Situation nahm ARN. HEIM (1911, S. 47) nun an, dass es beim «Wildflysch» um eine ältere, «exotische» Decke handelt, die von weit aus dem Süden hergekommen sei «und die dann sekundär durch den helvetischen Überfaltungsschub eingewickelt wurde».

Ob die Blattengrat-Schichten ebenfalls über den Nordhelvetischen Flysch überschoben sind oder ob sie stratigraphisch darauf liegen, liess ARN. HEIM (1911) offen; im Feld konnten weder er noch OBERHOLZER & ALB. HEIM (1910) eine Überschiebung feststellen, die Blattengrat-Schichten schienen stratigraphisch auf dem Nordhelvetischen Flysch zu liegen. Für ARN. HEIM (1911) war es nicht gut genug belegt, dass der Nordhelvetische Flysch jünger als die Blattengrat-Schichten ist (nämlich Oligozän nach WETTSTEIN 1886 bzw. jünger als Priabonien nach BOUSSAC 1910) und dass die Blattengrat-Schichten deswegen auf ihn hätten überschoben sein müssen. Auch OBERHOLZER (1920) ging davon aus, dass die «Blattengrat-Schichten mit

Nummulitenkalk» (Eozän) als Teil der normalen helvetischen Serie stratigraphisch auf dem Nordhelvetischen Flysch (ebenfalls Eozän) liegen, während er die «Wildflyschgruppe» nun als Decke, als eingewickelte Serie darstellte (Eozän mit älteren Schürflingen). OBERHOLZER (1933) liess es weiter offen, ob die «Blattengrat-Schichten» stratigraphisch auf Nordhelvetischem Flysch liegen, oder ob sie überschoben sind; er sprach nach wie vor von «Blattengrat-Schichten» und nicht von einer Blattengrat-Decke, sehr wohl sprach er dagegen von einer Wildflysch-Decke.

Nach eingehendem Studium der Mikrofauna konnte LEUPOLD (1937) schliesslich feststellen, dass zwischen dem auf dem Nordhelvetischen Flysch liegenden, Nummuliten führenden Kalk und «Grünsand» der «Blattengrat-Schichten» auch schiefriger Mergel der spätkretazischen Amden- und Wang-Formation vorkommen, genau wie es JEANNET et al. (1935) bei Einsiedeln schon hatten feststellen können. Die «Blattengrat-Schichten» wurden nun als ein Komplex verschuppter Blattengrat-Decke angesehen, die aus der Abfolge (von unten nach oben) Amden-Formation, Wang-Formation, Nummulitenkalk (Euthal- und Bürgen-Formation) und Globigerinenmergel (Stad-Formation) besteht. Damit war nun auch für die «Blattengrat-Schichten» klar, dass sie auf den Nordhelvetischen Flysch überschoben sind. Auch erkannte LEUPOLD (1937), dass die Nummulitenkalke der Blattengrat-Schichten wie jene von Einsiedeln (JEANNET et al. 1935) kein mitteleozänes, sondern ein früh-eozänes Alter haben, während die Nummuliten in den «Grünsanden» der Bürgen-Formation ein mitteleozänes Alter aufweisen.

HYDROGEOLOGIE

Quellen

Ungefasste Quellen

Ungefasste Quellen und Wasseraustritte liegen über das gesamte Kartengebiet verteilt vor. Die Durchlässigkeit der im Kartengebiet aufgeschlossenen Gesteine ist als gering bis sehr gering eingestuft (JÄCKLI et al. 1985). Diese Quellen weisen eher geringe Schüttungsmengen auf und sind vor allem in der Till-Bedeckung beziehungsweise an dessen Kontakt zum darunterliegenden Gestein häufig anzutreffen. Westlich des Sernf liegen vergleichsweise wenig Quellen vor. Östlich des Sernf gibt es vor allem im Gebiet um den Foopass, im Oberen Weisstannental und im Calfeisental sowie südlich im Val Segnas und im Val Sax zahlreiche auftretende Quellen und Wasseraustritte.

Gefasste Quellen

Die gefassten Quellen dienen in erster Linie der Versorgung des Siedlungsgebiets und sind vor allem in der Umgebung der grösseren Ortschaften zahlreich. Bei Elm liegen diese Quellen an der Südostflanke zwischen Hengstboden, Empächli und Chilchenwald verteilt vor. Bei Matt sind sie im Westen entlang des Berglibachs und im Nordosten im Gebiet Wissenberg und Stäfeli zu finden. Bei Engi liegen die Quellfassungen vor allem nördlich des Dorfes an den mit Till bedeckten Hängen. Weitere, vereinzelte gefasste Quellen, deren Wasser vor allem für die Alpbetriebe gebraucht werden, befinden sich verteilt über das Kartengebiet.

Mineralquellen

Es werden drei Mineralquellen genutzt, die in Elm durch die ehemalige Elmer Mineralquellen AG (heute Ramseier AG) gefasst und abgefüllt werden. Dafür sind vor allem zwei in Stollen gefasste Mineralquellen von Bedeutung: Gstögg und MW3, wobei letztere die ergiebigste ist. Die Quelltemperatur liegt konstant bei 7–8°C. Die Klassifikation ist Akratopege mit $\text{Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$ als Hauptkomponenten (JÄCKLI et al. 1985).

Zusätzlich wird in HELBLING (1952) eine alte Schwefelquelle erwähnt, die um 1762 infolge eines Murgangs verschüttet wurde. Als Ort für die Quelle ist der Bereich Wichlenalp Unterstafel genannt.

Grundwasserverhältnisse im Sernftal

Eine Untersuchung der Grundwasserverhältnisse im Talboden des Sernftals in den Jahren 2016–2019 (DR. VON MOOS AG 2019) ergab, dass zwischen Elm und Engi ein Grundwasservorkommen im Bachschutt vorliegt. Die Grundwassermächtigkeit ist, bedingt durch die Morphologie des Stauers im Untergrund, variierend und kann über 40 m betragen. Der Stauer an der Basis wird im Süden zwischen Elm und Matt durch einen Till (Grundmoräne) gebildet. Nördlich anschliessend, zwischen Matt und Engi, nimmt die Grundwassermächtigkeit auf 9–16 m ab. Hier wird der Stauer nun durch die Verlandungssedimente und Deltaablagerungen eines ehemaligen Sees gebildet, der wahrscheinlich durch Schuttmaterial infolge von Sturzprozessen oder durch Rutschungen bzw. Sackungen unmittelbar nordwestlich von Engi gestaut wurde.

Aus den Untersuchungen geht ferner hervor, dass sich bei Engi unter dem erwähnten Grundwasserleiter noch ein zweites, tiefer liegendes, leicht artesisch gespanntes Grundwasserstockwerk befindet (DR. VON MOOS AG 2019). Dessen Oberfläche liegt in einer Tiefe von etwa 18–40 m unter der aktuellen Terrainoberfläche. Dieses tieferliegende Stockwerk liegt im Sernf-Schotter, an dessen Basis vermutlich Till den Stauer bildet. Die Trennung der beiden Grundwasserstockwerke wird durch die oben erwähnten undurchlässigen See- und Verlandungssedimente gebildet. Die Mächtigkeit des unteren Stockwerks variiert zwischen 1 und 10 m. Alle beprobten Wässer sind vom Typus Ca-HCO₃.

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Erze

Kupfererz

Kupfervererzungen im basischen Vulkanit (Chloritspilit) am Fuss der Felsköpfe westlich unterhalb der Alp Matzlen werden von AMSTUTZ (1954, S. 19) zwar beschrieben, aber «kaum als abbauwürdig» betrachtet, obwohl sie die «Ausdehnung einer Lagerstätte» besitzen.

Uranerz

Im Verrucano des nach Osten herabführenden Grats der Risetenhörner wurde 1970 von W. Balderer direkt südlich des Ober Plattnerboden auf ca. 2050 m ü. M. (bei Koord. ca. 2738.450, 1204.130) eine stark erhöhte Radioaktivität festgestellt

(Dosisleistung ca. $7 \mu\text{Sv/h}$, 1 m über dem Boden; RYBACH 1973, BÜTZER 2008), die im Wesentlichen auf ein lokales Uranvorkommen zurückzuführen ist. Die Lokalität liegt etwa 40–50 m oberhalb der Glarner Hauptüberschiebung im oberen Drittel des «Plagioklasgneises». Grob geschätzt handelt es sich um 6–14 t Uran, das hier unregelmässig verteilt in Form von Uranpechblende (UO_2) und Autunit ($\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$) vorkommt.

Schiefriger Tonstein

Bis 1961 wurde im Sernftal schiefriger Tonstein der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe abgebaut. Er fand Verwendung für Dachbedeckungen (Dachschiefer), Fussbodenplatten, Ofenplatten, Tischplatten, Schreibtäfel und Griffelsteine (zum Schreiben auf den Schreibtäfel). Bereits 1565 wurde der «Blattenberg im Sernftal» erwähnt (BAUMGARTNER-MARTI 1997). Die historische Entwicklung des Schieferabbaus im Sernftal wird von SCHELBERT (1981), BAUMGARTNER-MARTI (1997), FURRER & LEU (1998) und PETER-KUBLI (2003) beschrieben.

Abbau im Gebiet Engi

Im *Landesplattenberg*, auf der linken Sernftal-Seite zwischen Engi und Matt gelegen, wurde auf etwa 940–1040 m ü.M. schiefriger Tonstein der Matt-Formation (Engi-Dachschiefer) im überkippten Schenkel der nordvergenten Plattenberg-Antiklinale abgebaut. Das Gestein war besonders geeignet für den Gebrauch als Dachschiefer. Der Abbau begann mindestens ab Mitte des 17. Jhd. und fand zunächst oberirdisch, ab 1850 mehr und mehr unterirdisch statt (OBERHOLZER 1933, S. 421 f.). Die nördlichen Stolleneingänge wurden 1926 durch einen Felssturz (s. S. 102) zerstört. Das durch die südlichen Stolleneingänge zugängliche Stollensystem – hier wurde der Schiefer bis 1961 abgebaut – kann heute besichtigt werden (www.landesplattenberg.ch).

Auch am *Schwarzchopf*, ca. 400 m südlich des Landesplattenbergs, wurde der Engi-Dachschiefer im überkippten Schenkel der Schwarzchopf-Antikline auf etwa 1100 m ü.M. von 1874 bis 1901 unterirdisch abgebaut. Die Stolleneingänge sind als Löcher im Berg von Weitem sichtbar. Auf der rechten Talseite wurde oberhalb von Engi-Hinterdorf auf der Nordseite der Bodenrus im «neuen Plattenberg» auf ca. 1000 m ü.M. von 1857 bis 1906 Engi-Dachschiefer des überkippten Schenkels der Schwarzchopf-Antikline übertage abgebaut. Das Abbaugelände und die Schutthalde sind noch gut erkennbar.

Abbau im Gebiet Elm

Südlich von Elm wurde unterhalb der *Plattenbergwand* im Tschingelbruch von 1868 bis zur Zerstörung des Schieferbruchs durch den Bergsturz von 1881 oberirdisch auf etwa 1220 mü.M. schiefriger Tonstein der hier normal liegenden Elm-Formation abgebaut. Dieses sehr feinkörnige Gestein war besonders geeignet für den Gebrauch als Schreibtafeln. Nach dem Bergsturz wurde dasselbe Vorkommen von 1890 bis 1910 unterirdisch abgebaut. Der neue Stolleneingang befand sich auf 1200 mü.M. ein wenig nördlich des Eingangs zum alten Schieferbruch. Er wurde 1912 geschlossen und die Gebäude abgerissen. An Ort und Stelle ist heute nicht mehr viel davon zu sehen. Weiter westlich, im Boden südlich oberhalb von Obmoos, wurde derselbe schiefrige Tonstein der Elm-Formation von 1895 bis 1928 ebenfalls unterirdisch abgebaut. Der Stolleneingang auf 1260 mü.M. sowie die Schutthalde und Reste der Gebäude sind heute noch gut erkennbar. Ein zweiter Zugangstollen befand sich am Bucheggli auf 1240 mü.M. Gut erhalten ist das Bahntrasse vom Bucheggli zum Boden, worauf die Dachschieferplatten und der Abraum transportiert wurde. Bei Boden sind ausserdem zwei Pingen (dolinenartige Stolleneinbrüche) morphologisch noch gut erkennbar.

Im Gstögg, zwischen Boden und der Plattenbergwand, erfolgte der Abbau des schiefrigen Tonsteins der Elm-Formation von 1908 bis 1928 unterirdisch. Ein Stolleneingang auf 1200 mü.M. ist gut erhalten und heute im Gebrauch durch die Elmer Mineralquellen AG (heute Ramseier AG) in Elm. Ein weiterer Stolleneingang auf der Tschingelbodenweid auf 1200 mü.M. ist zwar zerstört, aber noch gut im Gelände sichtbar.

An verschiedenen Stellen im Sernftal sind kleinere, seit langem verlassene, meist zerstörte Schiefergruben zu finden, wie zum Beispiel am Stuelegghorn oberhalb der Geissstafel auf etwa 1700 mü.M., wo eine weichere Variante des schiefrigen Tonsteins der Elm-Formation abgebaut wurde; jener «Schiefer» war für den Gebrauch als Griffelsteine geeignet (HEER 1865, BAUMGARTNER-MARTI 1997).

Sowohl im Landesplattenberg in Engi als auch im Museum Schiefertafelfabrik in Elm werden der ehemalige Schieferabbau und die Verarbeitung des Schiefers zu Schiefertafeln anschaulich vermittelt (vgl. SCHELBERT 1992).

Sandstein

Seit 1912 wird Sandstein der Matt-Formation im Steinbruch Bitzi nordwestlich von Matt abgebaut. Der Sandstein dient der Herstellung von Pflaster- und Randsteinen, Mauersteinen und Wührsteinen (d.h. grosse unbearbeitete oder nur wenig bearbeitete Steinblöcke für z.B. Uferböschungen) sowie für Schotter. Seit 1972 wird nur noch gelegentlich gesprengt. Das Abbauvolumen der letzten 15 Jahren betrug ungefähr 25 000 m³ (KT. GLARUS 2007, 2020).

Lockergesteine

Temporärer Kies- und Sandabbau als Betonzuschlagsstoff erfolgte für den Bau der Staumauer Garichti in der Matt südlich von Garichti (SNK 1935). Beim Bau der Staumauer von Garichti im Niederental wurden zudem die in Menge dort herumliegenden erratischen Rhyolithblöcke («Quarzporphyr», Verrucano-Gruppe) zur Verkleidung der Aussenseiten der Mauer benutzt (OBERHOLZER 1933, S. 218).

Mineralstufen

Bergkristall (Quarz, SiO_2) wird im südlichen Sernftal und im Calfeisental in Klüften gefunden, die zumeist im Taveyannaz-Sandstein oder im Sardona-Quarzit ausgebildet sind (z.B. RYKART 1972, KÜRSTEINER & SOOM 2016). Die einzelnen Quarzkristalle (auch Phantomquarz und Fadenquarz) können bis mehrere Zentimeter lang sein. Auch bis 2 cm grosse Brookitkristalle (TiO_2) wurden hier gefunden (BÄBLER 2013).

ESCHER (1846, S. 87) erwähnte das Vorkommen von Bergkristall im «Krystalloch [...] am Grat zwischen Frugmatt und Wichlen im Hintergrunde des Sernfthals», womit das Loch auf ca. 2200 m ü. M. in der Südostwand am Schafgang des Leiterbergs gemeint sein dürfte (Koord: 2725.365, 1194.645), das in die von Weitem sichtbare weisse Quarzader im überkippten Schenkel der Leiterberg-Synklinale im Taveyannaz-Sandstein gegraben wurde.

LITERATURVERZEICHNIS

- AKKER, I.V., BERGER, A., ZWINGMANN, H., TODD, A., SCHRANK, C.E., JONES, M.W.M., KEWISH, C.M., SCHMID, T.C. & HERWEGH, M. (2021): Structural and chemical resetting processes in white mica and their effect on K-Ar data during low temperature metamorphism. – *Tectonophysics* 800, 228708.
- AMSTUTZ, C.G. (1948): Pflanzenreste im Verrucano des Glarner Fryberges. – *Verh. schweiz. natf. Ges.* 128, 136–137.
- (1954): Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges. – *Publ. Vulkaninst. Imm. Friedländer* 5, 1–149.
- (1957): Kleintektonische und stratigraphische Beobachtungen im Verrucano des Glarner Freiberges. – *Ecolgae geol. Helv.* 50/1, 141–159.
- ANFINSON, O.A., STOCKLI, D.F., MILLER, J.C., MÖLLER, A. & SCHLUNEGGER, F. (2020): Tectonic exhumation of the Central Alps recorded by detrital zircon in the Molasse Basin, Switzerland. – *Solid Earth* 11, 2197–2220. [Doi.org/10.5194/se-11-2197-2020](https://doi.org/10.5194/se-11-2197-2020).
- ARKAI, P., BALOGH, K. & FREY, M. (1997): The effects of tectonic strain on crystallinity, apparent mean crystallite size and lattice strain of phyllosilicates in low-temperature metamorphic rocks. A case study for the Glarus overthrust, Switzerland. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 77, 27–40.
- BÄBLER, K. (2013): Brookite aus Elm, Kanton Glarus. – *Schweiz. Strahler* 2013/1, 15–18.
- BADERTSCHER, N.P. & BURKHARD, M. (2000): Brittle-ductile deformation in the Glarus Lochsite (LK) calc-mylonite. – *Terra Nova* 12, 281–288.
- BAFU [BUNDESAMT FÜR UMWELT] (2017): Bundesinventar der Hoch- und Übergangsmoore von nationaler Bedeutung, Kt. Glarus, Nr. 422 (Garichti), Nr. 427 (Matt oberhalb Stausee Garichti), Nr. 492 (Längriet).
- BAUMGARTNER-MARTI, M. (1997): Schieferreiches Engi. – *Njbote Glarner Hinterland* 31, 12–45.
- BECKER, F. (1882): Beobachtungen am «Risikopfe» in Elm. – *Die Eisenbahn* 16–17/26, 152–154.
- BISIG, W.K. (1957): Blattengratflysch und Sardonaflysch im Sernftal nördlich der Linie Richetli-pass – Elm – Ramital – Grosse Scheibe. – *Diss. ETH Zürich*.
- BLUMENTHAL, M. (1911): Tektonik der Ringel-Segnesgruppe. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 33.
- BOLLI, H. (1944): Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren Helvetischen Decken. – *Ecolgae geol. Helv.* 37/2, 217–328.
- BOUSSAC, J. (1910): Interprétation tectonique du Flysch dit autochtone de la Suisse centrale et orientale. – *C.R. Acad. Sci.* 150, 1148–1150.
- BRÜCKNER, W. (1937): Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kanton Uri), eine Studie der nordhelvetischen Schichtfolge. – *Verh. natf. Ges. Basel* 48, 77–182.
- (1943): Tektonik des oberen Schächentals (Kanton Uri). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 80.
- BRÜCKNER, W.D., HEIM, ARN., RITTER, E., STAUB, R. & TRÜMPY, R. (1958): Bericht über die Jubiläumsexkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch die Glarneralpen anlässlich ihres 75jährigen Bestehens (23.–26. September 1957). – *Ecolgae geol. Helv.* 50/2, 509–528.
- BURGER, H. & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Ecolgae geol. Helv.* 74/2, 529–560.
- BURGER-HOFER, H.J. (1881): Der Bergsturz bei Elm, nach der Natur gezeichnet. – <http://dx.doi.org/10.3931/e-rara-72419> (25. 11. 2020).

- BÜRGISSE, H.M. (1973): Geologie des Talkessels zwischen Flimserstein und Piz da Sterls (Vorderrheintal, Graubünden). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- BÜRGISSE, H.M. & FELDER, T.E. (1974): Zur Geologie der Südabdachung der Segnas-Ringel-Gruppe (Vorderrheintal, Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 67/3, 457–467.
- BURKHARD, M., KERRICH, R., MAAS, R. & FYFE, W.S. (1992): Stable and Sr-isotope evidence for fluid advection during thrusting of the Glarus nappe (Swiss Alps). – *Contrib. Mineral. Petrol.* 112, 293–311.
- BUSS, E. & HEIM, A.L.B. (1881): Der Bergsturz von Elm, den 11. September 1881. – Wurster, Zürich.
- BÜTZER, P. (2008): Ein radioaktiver «Hotspot» im Verrucano des Weisstannentals. – *Ber. st. gall. natw. Ges.* 91, 317–328.
- CHALLANDES, N., MARQUER, D. & VILLA, I.M. (2008): P-T-t modelling, fluid circulation, and ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb-Sr mica ages in the Aar Massif shear zones (Swiss Alps). – *Swiss J. Geosci.* 101, 269–288. DOI: 10.1007/s00015-257008-1260-6.
- COHEN, K.M., FINNEY, S. C., GIBBARD, P.L. & FAN, J.-X. (2013) [updated]: The ICS international chronostratigraphic chart. – *Episodes* 36, 199–204.
- COOPER, J. & MCCAIG, A. (1999): Growth of dolomite and albite in the Glarus thrust mylonite, Swiss Alps: implications for the permeability structure of fault zones. – *J. Conf. Abstr., europ. Union Geosci.* 10, 729–730.
- CRAMPTON, S.L.E. (1992): Inception of the Alpine Foreland Basin: Basal unconformity and nummulitic limestone. – PhD Thesis Univ. Oxford.
- DAALEN, M. VAN (1998): Microfabric analysis of naturally deformed quartz veins deformed near the brittle-ductile transition (Examples from the Glarus Alps and the Schling Fault). – Diss. Univ. Basel.
- DAALEN, M. VAN, HEILBRONNER, R. & KUNZE, K. (1999): Orientation analysis of localized shear deformation in quartz fibres at the brittle-ductile transition. – *Tectonophysics* 303, 83–107.
- DÄNIKEN, P.A. VON & FREHNER, M. (2017): 3D structural model and kinematic interpretation of the Panixer Pass Transverse Zone (Infrahelvetic Complex, eastern Switzerland). – *Swiss J. Geosci.* 110, 653–675.
- DEUBELBEISS, Y. (2003): Geologische Kartierarbeit Panixerpass, Feldsommer 2003. – Diplomkartierung ETH Zürich, 27 S.
- DIELFORDER, A., BERGER, A. & HERWEGH, M. (2016): The accretion of foreland basin sediments during early stages of continental collision in the European Alps and similarities to accretionary wedge tectonics. – *Tectonics* 35/10, 2216–2238.
- DIELFORDER, A., VOLLSTAEDT, H., VENNEMANN, T., BERGER, A. & HERWEGH, M. (2015): Linking megathrust earthquakes to brittle deformation in a fossil accretionary complex. – *Nature Commun.* 6, 1–10. DOI: 10.1038/ncomms8504.
- DR. VON MOOS AG (2019): Grundwasseruntersuchungen Sernftal, Glarus Süd. Schlussbericht Untersuchungen 2016–2019. – Gutachten z.H. Dept. Bau u. Umwelt, Kt. Glarus (unpubl.).
- DÜNNER, H., FICHTER, H.J., HELBLING, R., KAPPELER, U., LEUPOLD, W., TRÜMPY, R., VISCHER, A., WEBER, E. & WYSSLING, L. (1948): Photogeologische Karte der Tödikette vom Biferenstock bis Calanda 1:25 000 (ohne Kartierung des Quartärs), 4 Bl. – In: HELBLING, R. (Ed.): Photogeologische Studien, im Anschluss an geologische Kartierungen in der Schweiz, insbesondere der Tödikette (Hrsg. ETH Zürich). – *Geol. Spezkarte* 120.
- EBERT, A., HERWEGH, M. & PFIFFNER, O.A. (2007): Cooling induced strain localization in carbonate mylonites within a large-scale shear zone (Glarus thrust, Switzerland). – *J. struct. Geol.* 29, 1164–1184.

- FELDER, T.E. (1973): Geologie der Segnaskessel (Vorderrheintal, Graubünden). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- FELDMANN, M. (2002): Von der Glarner Doppelfalte zur Glarner Hauptüberschiebung. – *Terra Plana* 1, 7–9.
- (2016): Ausflug in die Glarner Geologie. 300 Millionen Jahre faszinierende Erdgeschichte. – Baeschlin, Glarus.
- FISCH, W.P. (1961): Der Verrucano auf der Nordost-Seite des Sernftales (Kt. Glarus). – Diss. Univ. Zürich. u. Mitt. natf. Ges. Kt. Glarus 11, 3–90.
- FISCHER, H. & VILLA, I.M. (1990): Erste K/Ar- und ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Hornblende-Mineralalter des Taveyannaz-Sandsteins. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 70, 73–75.
- FÖLMI, K.B., BODIN, S., GODET, A., LINDER, P. & SCHOOTBRUGGE, B. VAN DE (2007): Unlocking paleo-environmental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy is the key. – *Swiss J. Geosci.* 100/2, 349–369.
- FREY, F. & LEUPOLD, W. (1966): Mattersandsteine. – In: RUTSCH, R.F. (1966): *Alpes Suisses et Tessin Méridional II* (p. 736–740). – *Lex. stratigr. int.* 1/7c
- FREY, M. (1988): Discontinuous inverse metamorphic zonation, Glarus Alps, Switzerland: Evidence from illite «crystallinity» data. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68, 171–183.
- FREY, M. & FERREIRO-MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the Central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79, 135–154.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., ROGGWILER, P. & SCHINDLER, C. (1973): Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. – *Contrib. Min. Petrol.* 39, 185–218.
- FREHNER, M. (2003): Geologische Kartierarbeit Panixerpass, Feldsommer 2003. – *Diplomkartierung ETH Zürich*, 28 S.
- FRÖHLICHER, H. & WEILER, W. (1952): Die Fischfauna der unterstampischen Molasse des Entlebuch (Kt. Luzern) und ihre paläogeographische Bedeutung. – *Eclogae geol. Helv.* 45/1, 1–35.
- FUNK, H., LABHART, T., MILNES, A.G., PFIFFNER, O.A., SCHALTEGGER, U., SCHINDLER, C., SCHMID, S.M. & TRÜMPY, R. (1983): Bericht über die Jubiläumsexkursion «Mechanismus der Gebirgsbildung» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das ost- und zentralschweizerische Helvetikum und in das nördliche Aarmassiv vom 12. bis 17. September 1982. – *Eclogae geol. Helv.* 76/1, 91–123.
- FUNK, H., OBERHÄNSLI, R., PFIFFNER, A., SCHMID, S. & WILDI, W. (1987): The evolution of the northern margin of Tethys in Eastern Switzerland. – *Episodes.* 19/2, 102–106.
- FURRER, H. & LEU, U.B. (1998): *Der Landesplattenberg Engi – Forschungsgeschichte, Fossilien und Geologie.* – Selbstverlag Stiftung. Landesplattenberg Engi.
- GASSER, D. (2006): Vom Meeresboden auf das Hausdach – Tektonische Entwicklung der Engi-Dachschiefer. – *Diplomarb. ETH Zürich* (unpubl.).
- GASSER, D. & BROK, B. DEN (2008): Tectonic evolution of the Engi Slates, Glarus Alps, Switzerland – *Swiss J. Geosci.* 101/2, 311–322.
- GERTH, R., PFIFFNER, A. & HOMBERGER, R. (2017): *Tektonikarena Sardona: Faszination UNESCO-Welterbe.* – AS Verlag, Zürich.
- GIGER, S. (2003): Structure and deformation mechanisms of the Lochseiten limestone along the Glarus overthrust. – *Diplomarb. ETH Zürich* (unpubl.).
- HÄMMERLI, H. (2011): Matt – ein Dorf im Reduit. – *Njbote Glarus Süd* 46, 63–71.
- HANTKE, R. & BRÜCKNER, W. (2011): Blatt 1192 Schächental (mit Beiträgen von R. OBERHÄNSLI, F. SCHENKER, P. HALDIMANN und G. SCHREURS). – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Erläut. 83.

- HANTKE, R., PFIFFNER, O.A. & GOUFFON, Y. (2013): Blatt 1172 Muotathal, mit Ostteil vom Blatt 1171 Beckenried. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 127.
- HANTKE, R., SCHMID, S., HÄNNI, R., BAUMELER, A. & FRANK, S. (2019): Blatt 1173 Linthal. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 166.
- HEER, O. (1865): Die Urwelt der Schweiz. – Schulthess, Zürich.
- HEER, O. & BLUMER-HEER, J.J. (1846): Historisch-geographisch-statistisches Gemälde der Schweiz, Bd. 7. Der Kanton Glarus, historisch-geographisch-statistisch geschildert von den ältesten Zeiten bis auf die Gegenwart. – Huber, St. Gallen, Bern, Nachdr. 1977.
- HEIM, ALB. (1878): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällengruppe (2 Bde. u. Atlas). – Schwabe, Basel.
- (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. – Beitr. geol. Karte Schweiz 25.
 - (1921): Geologie der Schweiz, Bd. II, die Schweizer Alpen, I. Hälfte. – Tauchnitz, Leipzig.
 - (1932): Bergsturz und Menschenleben (No. 20). – Fretz & Wasmuth.
- HEIM, ALB., ESCHER VON DER LINTH, A., THEOBALD, G., BALTZER, A. & FRITSCH, K. VON (1885): Blatt XIV Altdorf-Chur. – Geologische Karte der Schweiz 1:100 000.
- HEIM, ARN. (1908): Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. – Abh. schweiz. geol. Ges. 35.
- (1910): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe – Erster Teil: Einleitung und Stratigraphie vom Tertiär bis zur mittleren Kreide. – Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 20/1.
 - (1911): Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 31/III, 37–48.
- HELBLING, R. (1948): Photogeologische Studien, im Anschluss an geologische Kartierungen in der Schweiz, insbesondere der Tödikette. – Art. Institut Orell Füssli A.-G., Zürich (Hrsg. ETH Zürich).
- (1952): Morphologie des Sernftales. – Geographica helv. 7/1, 89–141.
- HERB, R. (1988): Eocaene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. – Eclogae geol. Helv. 81/3, 611–657.
- HERWEGH, M., BERGER, A., GLOTZBACH, C., WANGENHEIM, C., MOCK, S., WEHRENS, P., BAUMBERGER, R., EGLI, D. & KISSLING, E. (2020): Late stages of continent-continent collision: Timing, kinematic evolution, and exhumation of the Northern rim (Aar Massif) of the Alps. – Earth Sci. Rev. 200, 102959.
- HERWEGH, M., HÜRZELER, J.-P., PFIFFNER, O.A., SCHMID, S.M., ABART, R. & EBERT, A. (2008): The Glarus thrust: excursion guide and report of a field trip of the Swiss Tectonic Studies Group (Swiss geol. Soc., 14. – 16.9.2006). – Swiss J. Geosci. 101, 323–340.
- HÖSLI, J., AMSTUTZ, C., STÜSSI, B. & KNOBEL, F. (1954): 400 Jahre Glarner Freiberg am Kärpfstock. – Mitt. natf. Ges. Kt. Glarus IX.
- HSÜ, K. (1969): A preliminary analysis of the statics and kinetics of the Glarus Overthrust. – Eclogae geol. Helv. 62/1, 143–154.
- HUBBERT, K.M. & RUBEY, W.W. (1959): Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. – Bull. geol. Soc. Amer. 70/2, 115–166.
- HUNZIKER, J., FREY, M., CLAUER, N., DALLMEYER, R.D., FRIEDRICHSEN, H., FLEHMIG, W., HOCHSTRASSER, K., ROGGWILER, P. & SCHWANDER, H. (1986): The evolution of illite to muscovite: Mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. – Contr. Min. Petrol. 92, 157–180.
- HÜRZELER, J.-P. & ABART, R. (2008): Fluid flow and rock alteration along the Glarus thrust. – Swiss J. Geosci. 101, 251–268.

- IMPER, D. (2010): ViaGealpina Etappe 1 Weisstannen–Elm über den Foopass (Halt 1 bis 5). Die Gesteine erzählen die Geschichte der Berge. – swisstopo, Wabern. <https://www.swisstopo.admin.ch/de/wissen-fakten/geologie/geologie-alltag/geologie-fuer-alle/via-gealpina.html#dokumente> (28. 6. 2021).
- JÄCKLI, H., BÖGLI, A., LOCHER, T., NABHOLZ, W., SCHINDLER, C., WEBER, E. & WYSSLING, L. (1985): Blatt 38 Panixerpass. – Hydrogeol. Karte Schweiz 1:100 000. – Karte u. Erläut. 3.
- JEANNET, A., LEUPOLD, W. & BUCK, D. (1935): Stratigraphische Profile des Nummulitikums von Einsiedeln–Iberg. – Ber. schwyz. natf. Ges. 1, 35–51.
- KÄCH, P. (1969): Zur Tektonik der Brigelserhörner. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 173–183.
– (1972): Geologie der Brigelserhörner (Bündnerisches Vorderrheintal). – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 172.
- KT. GLARUS (2007): Abbaukonzept für den Kanton Glarus – https://www.gl.ch/public/upload/assets/1435/Abbaukonzept_fuer_den_Kanton_Glarus.pdf (15.5.2020).
– (2020): Abbaukonzept für den Kanton Glarus – https://www.gl.ch/public/upload/assets/30950/Abbaukonzept_2020.pdf (15.5.2020).
- KUGLER, C. (1987): Die Wildegg-Formation im Ostjura und die Schilt-Formation im östlichen Helvetikum: ein Vergleich. – Diss. Univ. Zürich.
- KUNZ, Y. (2014): Digitale Kartierung für den Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 im Gebiet Engi-Matt-Wissmilen (Kanton Glarus). – Masterarb. Univ. Bern (unpubl.).
- KÜRSTEINER, P. & SOOM, M. (2016): Mineralfunde im Calfeisental SG. – Schweiz. Strahler 50/1, 2–14.
- LATELTIN, O., TRIPET, J.-P. & BOLLINGER, D. (1997): Berücksichtigung der Massenbewegungsgefahren bei raumwirksamen Tätigkeiten. Empfehlungen 1997. – Bundesamt f. Raumplan. BPR, Bundesamt f. Wasserwirtsch. BWW, Bundesamt f. Umwelt, Wald u. Landsch. BUWAL (Hrsg.), Bern.
- LETSCH, D. (2011): Arnold Eschers Sicht der Glarner Überschiebung. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 156/1–2, 29–38.
– (2014): The Glarus double fold: a serious scientific advance in mid nineteenth century Alpine Geology. – *Swiss J. Geosci.* 107/1, 65–80.
– (2017): Swiss contributions to mid-nineteenth century tectonic research: a step backwards or the prologue to the nappe tectonics revolution? In: MAYER, W., CLARY, R.M., AZUELA, L.F., MOTA, T.S. & WOIKOWICZ, S. (Ed.): History of geoscience: celebrating 50 years of INHIGEO – Spec. Publ. geol. Soc. London 442, 105–116.
- LETSCH, D., WINKLER, W., QUADT, A. VON & GALLHOFER, D. (2015): The volcano-sedimentary evolution of a post-Variscan intramontane basin in the Swiss Alps (Glarus Verrucano) as revealed by zircon U–Pb age dating and Hf isotope geochemistry. – *Int. J. Earth Sci.* 104, 123–145.
- LEUPOLD, W. (1937): Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein (Vorläufige Mitteilung). – *Eclogae geol. Helv.* 30/1, 1–23.
– (1939): Die Flyschregion von Ragaz: Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft 1938 und Ergebnisse neuer Untersuchungen im Glarner Flysch. – *Eclogae geol. Helv.* 31/2, 403–428.
– (1942): Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 35/2, 247–291.
- LIHOU, J.C. (1995a): The early evolution and deformation of the North Alpine foreland basin, eastern Swiss Alps. – Diss. Univ. Oxford.
– (1995b): A new look at the Blattengrat unit of eastern Switzerland: Early Tertiary foreland basin sediments from the South Helvetic realm. – *Eclogae geol. Helv.* 88/1, 91–114.

- LIHOU, J.C. (1996a): Stratigraphy and sedimentology of the Sardona unit, Glarus Alps: Upper Cretaceous / middle Eocene deep-marine flysch sediments from the Ultrahelvetetic realm. – *Eclogae geol. Helv.* 89/2, 721–752.
- (1996b): Structure and deformational history of the Infralhelvetic flysch units, Glarus Alps, eastern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 89/1, 439–459.
- LIHOU, J.C. & ALLEN, P.A. (1996): Importance of inherited rift margin structures in the early North Alpine Foreland Basin, Switzerland. – *Basin Res.* 8, 425–442.
- LIHOU, J., HURFORD, A. & CARTER, A. (1995): Preliminary fission-track ages on zircons and apatites from the Sardona unit, Glarus Alps, eastern Switzerland: late Miocene – Pliocene exhumation rates. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 75, 177–186.
- LINDER, P., GIGANDET, J., HÜSSER, J.L., GAINON, F. & FÖLLMI, K.B. (2006): The early Aptian Grüntes Member: description of a new lithostratigraphic unit of the Helvetic Garschella Formation. – *Eclogae geol. Helv.* 99/2, 327–341.
- LÖPFER, R., IBELE, T., WOHLWEND, S., BROGGI, R. & ZWAHLEN, P. (2018): Blatt 1155 Sargans. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut.* 157.
- LU, G., WINKLER, W., RAHN, M., QUADT, A. VON & WILLET, S.D. (2018): Evaluating igneous sources of the Taveyannaz formation in the Central Alps by detrital zircon U–Pb age dating and geochemistry. – *Swiss J. Geosci.* 111/3, 399–416.
- LUGEON, M. (1902): Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. – *Bull. Soc. géol. France* 4/1, 723–825.
- MAISCH, M. (1992): Die Gletscher Graubündens: Rekonstruktion und Auswertung der Gletscher und deren Veränderungen seit dem Hochstand von 1850 im Gebiet der östlichen Schweizer Alpen (Bündnerland und angrenzende Regionen). B. Verzeichnisse, Datenkataloge, Gletscherkarten. – *Geogr. Inst. Univ. Zürich.*
- MAYER, K. (1877): Systematisches Verzeichniss der Versteinerungen des Parisian der Umgegend von Einsiedeln. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 14/2.
- MAYER-EYMAR, K. (1887): Systematisches Verzeichniss der Kreide- und Tertiär-Versteinerungen der Umgegend von Thun nebst Beschreibung der neuen Arten. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 24/2.
- MENKVELD, J.W. (1995): Der geologische Bau des Helvetikums der Innerschweiz. – *Diss. Univ. Bern.*
- MENKVELD-GFELLER, U. (1997): Die Bürgen-Fm. und die Klismenhorn-Fm.: Formelle Definition zweier lithostratigraphischer Einheiten des Eozäns der helvetischen Decken. – *Eclogae geol. Helv.* 90/2, 245–261.
- MENKVELD-GFELLER, U., KEMPF, O. & FUNK, H. (2016): Lithostratigraphic units of the Helvetic Palaeogene: review, new definition, new classification. – *Swiss J. Geosci.* 109/2, 171–199.
- MERRIMAN, R.J. & FREY, M. (1999): Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In: FREY, M. & ROBINSON, D. (Ed.): *Low grade metamorphism* (p. 61–107). – Blackwell Sciences, Oxford.
- MILNES, A.G. & PFIFFNER, O.A. (1977): Structural development of the Infralhelvetic complex, eastern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 83–95.
- MOHR, H. (1992a): Die Entwicklung der Calpionellen an der Jura-Kreide Grenze im Helvetikum der Ostschweiz. Rückschlüsse auf die Biostratigraphie und Sedimentationsgeschichte. – *Eclogae geol. Helv.* 85/1, 1–21.
- (1992b): Der helvetische Schelf der Ostschweiz am Übergang vom späten Jura zur frühen Kreide. – *Diss. ETH Zürich.*

- MOHR, H. & FUNK, H. (1995): Die Entwicklung der helvetischen Karbonatplattform in der Ostschweiz (Tithonian–Berriasian): Eine sequenzstratigraphische Annäherung. – *Eclogae geol. Helv.* 88/2, 281–320.
- NANN, S. (1980): Das Martinsloch. Morphologische Entwicklungshypothese unter Berücksichtigung der tektonischen Verhältnisse. – *Mitt. natf. Ges. Kt. Glarus* 15, 1–75.
- NIBOUREL, L., BERGER, A., EGLI, D., HEUBERGER, S. & HERWEGH, M. (2021): Structural and thermal evolution of the eastern Aar Massif: insights from structural field work and Raman thermometry. – *Swiss J. Geosci.* 114/1, 1–43.
- NIBOUREL, L., BERGER, A., EGLI, D., LUENSDORF, N.K. & HERWEGH, M. (2018): Large vertical displacements of a crystalline massif recorded by Raman thermometry. – *Geology* 46/10, 879–882.
- NIO, S. D. (1972): Geologische Untersuchungen im Verrucano des östlichen Glarner Freiberger. – *Diss. Univ. Zürich.*
- OBERHÄNSLI-LANGENEGGER, H. (1978): Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdener Formation. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 150.
- OBERHOLZER, J. (1920): Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1:50 000. – *Geol. Spezkarte* 63.
- (1933): Geologie der Glarneralpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 28.
- (1934): Der geologische Bau der Glarneralpen. – *Separatdruck Mitt. natf. Ges. Kt. Glarus* 1934.
- (1942): Geologische Karte des Kantons Glarus, 1:50 000. – *Geol. Spezkarte* 117.
- OBERHOLZER, J. & HEIM, ALB. (1910): Geologische Karte der Glarner-Alpen, 1:50 000. – *Geol. Spezkarte* 50.
- PETER-KUBLI, S. (2003): Der Landesplattenberg, ein glarnerischer Staatsbetrieb. – *Stiftg. Pro Landesplattenberg, Engi.*
- PIFFNER, O.A. (1977): Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – *Diss. ETH Zürich.*
- (1978): Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 61–84.
- (1980): Strain analysis in folds (Infrahelvetic Complex, Central Alps). – *Tectonophys.* 61, 337–362.
- (1982): Deformation regimes and flow regimes in limestones from the Helvetic zone of the Swiss Alps. – *J. struct. Geol.* 4, 429–442.
- (1985): Displacement along thrust faults. – *Eclogae geol. Helv.* 78/2, 313–333.
- (1986): Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. – *Spec. Publ. int. Assoc. Sediment.* 8, 219–228.
- (1992): Zur Tektonik des Helvetikums im Querschnitt der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 85/1, 235–244.
- (2011): Structural map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000. – *Geol. spec. Map, Explanatory notes* 128.
- (2015): *Geologie der Alpen* (3. Aufl.). – *utb / Haupt, Bern.*
- RAHN, M. (1994): Incipient metamorphism of the Glarus Alps: Petrology of the Tavayannaz greywacke and fission track dating. – *Diss. Univ. Basel.*
- RAHN, M. & GASEMANN, B. (1999): Fission track and numerical thermal modeling of differential exhumation of the Glarus thrust plane (Switzerland). – *Earth and planet. Sci. Lett.* 169, 245–259.
- RAHN, M.K., HURFORD, A.J. & FREY, M. (1997): Rotation and exhumation of a thrust plane: Apatite fission-track data from the Glarus thrust, Switzerland. – *Geology* 25/7, 599–602.
- RAHN, M., MULLIS, J., ERDELBRÖCK, K. & FREY, M. (1995): Alpine metamorphism in the North Helvetic Flysch of the Glarus Alps, Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 88/1, 157–178.

- RING, U., BRANDON, M.T. & RAMTHUN, A. (2001): Solution-mass-transfer deformation adjacent to the Glarus Thrust, with implications for the tectonic evolution of the Alpine wedge in eastern Switzerland. – *J. struct. Geol.* 23, 1491–1505.
- ROLLAND, Y., COX, S. F. & CORSINI, M. (2009): Constraining deformation stages in brittle–ductile shear zones from combined field mapping and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: The structural evolution of the Grimsel Pass area (Aar Massif, Swiss Alps). – *J. struct. Geol.* 31, 1377–1394. DOI: 10.1016/j.jsg.2009.08.003.
- ROTHPLETZ, A. (1883): Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheines. – *Z. dtsh. Geol. Ges.* 35/1, 134–189.
- (1898): Das geotektonische Problem der Glarner Alpen. – Fischer, Jena.
- RÜEFLI, W.H. (1959): Stratigraphie und Tektonik des eingeschlossenen Glarner Flysches im Weisstannental (St. Galler Oberland). – Diss. ETH Zürich.
- RUFFINI, R., COSCA, M.A., D'ATRI, A., HUNZIKER, J. & POLINO, R. (1995): The volcanic supply of the Taveyanne turbidites (Savoie, France): a riddle for Tertiary Alpine volcanism. – *Accad. naz. Sci., XL, Roma, Atti Convegno Rapporti Alpi-Appennino, Peveragno*, 359–376.
- RUFFINI, R., POLINO, R., CALLEGARI, E., HUNZIKER, J.C. & PFEIFER, H.R. (1997): Volcanic clast-rich turbidites of the Taveyanne sandstones from the Thônes syncline (Savoie, France): records for a Tertiary postcollisional volcanism. – *Schweiz mineral. petrogr. Mitt.* 77/2, 161–174.
- RUTSCH, R.F. (1966): Alpes Suisses et Tessin Méridional I et II. – *Lex. stratigr. int.* 1/7c.
- RYBACH, L. (1973): Bericht über die Uran-Mineralisation im Oberen Weisstannental (Schürfstelle «Oberer Plattnerboden», Augst-Chamm) im Jahre 1973. – *Geol. Informationsstelle swisstopo, Ber. Nr. 333, 20. 12. 1973 (unpubl.)*.
- RYKART, R. (1972): Quarze vom Hausstock bei Elm, GL. – *Schweiz. Strahler* 1972/11, 382–384.
- SCHAUB, H. (1951): Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nammuliten und Assilinen. – *Schweiz. paläont. Abh.* 68.
- SCHELBERT, U. (1981): Elm und seine Schieferbrüche. – *Njbl. Glarner Hinterland* 15, 54–107.
- (1992): Der Schieferarbeiter und ihr Handwerk. – *Minaria helv.* 12b, 83–106.
- SCHIELLY, H.-P. (1964): Geologische Untersuchungen im Deckengebiet des westlichen Freiberges (Kt. Glarus). – Diss. ETH Zürich u. Separatdruck *Mitt. natf. Ges. Kt. Glarus* 12, 1–293.
- (1981): Geologische Karte des westlichen Freiberges (Kt. Glarus). 1:10 000. – *Mitt. natf. Ges. Kt. Glarus* 12, 1–15.
- SCHMID, S. M. (1975): The Glarus overthrust: Field evidence and mechanical model. – *Eclogae geol. Helv.* 68/1, 247–280.
- SCHMID, S. M., CASEY, M. & STARKEY, J. (1981): The microfabric of calcite tectonites from the Helvetic Nappes (Swiss Alps). – In: McCLAY, K.R. & PROCE, N.J. (Ed.): *Thrust and nappe tectonics* (p. 151–158). – *Spec. Publ. geol. Soc. London* 9/1.
- SCHMIDT, A. (2002): Der Freiberg Kärpf – im Spannungsfeld zwischen Tourismusförderung und Schutzwürdigkeit. – Baeschlin, Glarus.
- SIDDANS, A. (1979): Deformation, metamorphism and texture development in Permian mudstones of the Glarus Alps (Eastern Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 601–621.
- SIEGENTHALER, C. (1974): Die nordhelvetische Flysch-Gruppe im Sernftal (Kt. Glarus). – Diss. Univ. Zürich.
- SINCLAIR, H.D. (1992): Turbidite sedimentation during Alpine thrusting: the Taveyannaz sandstones of eastern Switzerland. – *Sedimentology* 39/5, 837–856.

- SNK [SERNF-NIEDERENBACH-KRAFTWERKE] (1935): Stauanlagen auf Garichte. – Schweiz. Bauztg. 106/8, 85–90.
- SPICHER, A. (1980): Tektonische Karte der Schweiz, 1:500 000 (2. Aufl.). – Landesgeologie.
- STACHER, P. (1980): Stratigraphie, Mikrofacies und Mikropaläontologie der Wang-Formation. – Beitr. geol. Karte. Schweiz [N.F.] 152.
- STAUB, R. (1954): Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie. – Tschudi, Glarus.
- STRÖCKLI, R. (2009): Jakob Oberholzer, Photographische Aufnahmen. – Kt. Glarus, Bildung u. Kultur, natw. Sammlg. Bergen, Engi.
- STRASSER, A. (1982): Fazielle und sedimentologische Entwicklung des Betlis-Kalkes (Valangian) im Helvetikum der Zentral- und Ostschweiz. – *Ecolgae geol. Helv.* 75/1, 1–21.
- STUDER, B. & ESCHER VON DER LINTH, A. (1853): Carte géologique de la Suisse, 1:380 000.
– (1869): Carte géologique de la Suisse, 1:380 000, 2^e Éd.
- STYGER, G.A. (1961): Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Flyschbildungen in der Hausstock- und westlichen Kärpfgruppe. – Diss. Univ. Zürich.
- TRÜMPY, R. (1944): Zur Tektonik der südlichen Hausstockgruppe. – *Ecolgae geol. Helv.* 37/2, 405–409.
– (1949): Der Lias der Glarner Alpen. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 79/1, 1–193.
– (1957): Bericht über die Jubiläumsexkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch die Glarneralpen. – *Ecolgae geol. Helv.* 50/2, 515–522.
– (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz – Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – *Ecolgae geol. Helv.* 62/1, 105–142.
– (1980): Part A: An outline of the Geology of Switzerland. In: *Geology of Switzerland. A guide book.* – Wepf, Basel, New York.
– (1991): The Glarus nappes: A controversy of a century ago. In: MÜLLER, D.W., MCKENZIE, J.A. & WEISSERT, H.J. (Ed.): *Controversies in modern geology*, chapter 18 (p.105–142). – Academic Press, London.
- TRÜMPY, R. & WESTERMANN, A. (2008): Albert Heim (1849–1937): Weitblick und Verblendung in der alpentektonischen Forschung. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 153/3–4, 67–79.
- VUAGNAT, M. (1944): Essai de subdivision à l'intérieur du groupe des grès de Taveyannaz – grès d'Altdorf. – *Ecolgae geol. Helv.* 37/2, 427–430.
– (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. – *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 97.
- WANG, H., FREY, M. & STERN, W. (1996): Diagenesis and metamorphism of clay minerals in the Helvetic Alps of Eastern Switzerland. – *Clays and Clay Miner.* 44/1, 96–112.
- WEGMANN, R. (1961): Zur Geologie der Flyschgebiete südlich Elm (Kanton Glarus). – Diss. Univ. Zürich.
- WERNER, M.L. (1973): Petrofabric analysis of the Glarner Freiberg, Kanton Glarus, Switzerland. – PhD Thesis, Pennsylvania State Univ.
- WESTERMANN, A. (2009): Inherited territories: the Glarus Alps, knowledge validation, and the genealogical organization of nineteenth-century Swiss Alpine geognosy. – *Science in Context* 22/3, 439–461.
- WETTSTEIN, A. (1886): Ueber die Fischfauna des tertiären Glarnerschiefers. – *Abh. schweiz. paläont. Ges.* 13.
- WYSSLING, L. (1950): Zur Geologie der Vorabgruppe. – Diss. ETH Zürich.

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 3 Zürich-Glarus, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1950.

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

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt IX Schwyz-Glarus-Appenzell-Sargans, von A. ESCHER VON DER LINTH, A. GUTZWILLER, C. MOESCH & F.J. KAUFMANN, 1875.

Blatt XIV Altdorf-Chur, von ALB. HEIM, A. ESCHER VON DER LINTH, G. THEOBALD, A. BALTZER & K.V. FRITSCH, 1885.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 157 Sargans (LK 1155), von R. LÖPFE, T. IBELE, S. WOHLWEND, A. LÜTHOLD, R. BROGGI & F. ALLEMANN, 2018.

Nr. 166 Linthal (LK 1173), von R. HANTKE, C. SCHINDLER, F. FREY, H. SCHIELLY, A. BAUMELER & R. CADUFF, 2019.

Geologische Spezialkarten

Nr. 16 Die Kreide-Gebirge nördlich des Klönthales, 1:50 000, von C. BURCKHARDT, 1896.

Nr. 21 Karte der Bergstürze bei Glarus, Schwanden und Näfels, 1:20 000, von J. OBERHOLZER, 1900.

Nr. 50 Geologische Karte der Glarner-Alpen, 1:50 000, von J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910.

Nr. 75 Geologische Karte von Bifertenstock und Selbsanft, 1:15 000, von W. A. KELLER, 1912.

Nr. 100 Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes, 1:50 000, von F. WEBER, 1924.

Nr. 101 Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv, 1:100 000, von F. WEBER, 1922.

Nr. 117 Geologische Karte des Kantons Glarus, 1:50 000, von J. OBERHOLZER, unter Benutzung früher veröffentlichter Karten von A. OCHSNER, H.J. FICHTER, W. BRÜCKNER, A. JEANNET & T. HÜGI, 1942 (unveränderter Nachdruck, 1984).

Nr. 120 Photogeologische Karte der Tödikette vom Bifertenstock bis Calanda (östliche Tödikette), ohne Kartierung des Quartärs, von R. HELBLING, 1948.

- Nr. 128 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000, by O.A. PFIFFNER, M. BURKHARD, R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, N.S. MANCKTELOW, J.W. MENKVELD, J.G. RAMSAY, S. M. SCHMID & R. ZURBRIGGEN, 2011. – Map Sheets 5 (38 Panixerpass) and 6 (33 Toggenburg).
- Nr. 129 Geological Map of the Aar Massif, Tavetsch and Gotthard Nappes, 1:100 000, by A. BERGER, I. MERCOLLI, M. HERWEGH & E. GNOS, 2016.

Weitere geologische Karten mit topographischer Grundlage

- Bü BÜRGISSER, H.M. (1973): Geologische Kartierung des Talkessels zwischen Flimsenstein und Piz da Sterls (Vorderrheintal, Graubünden), 1:10 000. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.). InfoGeol Nr. 38674.
- Fe FELDER, T.E. (1973): Geologische Kartierung der Segnaskessel (Vorderrheintal, Graubünden), 1:10 000. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.). InfoGeol Nr. 38675.
- Ga GASSER, D. (2006): Strukturgeologie der Engi-Dachschiefer im Gebiet des Landesplattenberges Engi. Geologische Karte 1:10 000. In: Vom Meeresboden auf das Hausdach – Tektonische Entwicklung der Engi-Dachschiefer. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- Ku KUNZ, Y. (2014): Geologische Karte Engi-Matt-Wissmilen (Kanton Glarus), 1:25 000. – Masterarb. Univ. Bern (unpubl.).
- Leu LEUPOLD, W. (1945): Geologische Kartierung der Flyschgebiete des St-Galler Oberlandes und des südöstlichen Glarnerlandes, Region Calfeisental–Weisstannen–Sernftal zwischen Elm, Weisstannen und Vättis, 1:10 000. – Originalkarte z.Hd. Geol. Landesaufnahme, Archiv-Nr. 39839 (unpubl.).
- Nio NIO, S.-D. (1972): Geologische Kartenskizze des östlichen Glarner Freiberges, 1:45 000. In: Geologische Untersuchungen im Verrucano des östlichen Glarner Freiberges. – Diss. Univ. Zürich.
- Ny NYFENEGGER, F. (2005): Geologische Karte südlich des Piz Grisch (GR), 1:15 000. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.). InfoGeol Nr. 38552.
- Sch SCHIELLY, H. (1981): Geologische Karte des westlichen Freiberges (Kt. Glarus), 1:10 000. – Mitt. natf. Ges. Kt. Glarus 12, 1–15.
- Sty STYGER, G. (1961): Tektonische Karte des Gebietes Durnnachtal–Hausstock, 1:25 000. In: Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und westlichen Kärpfgruppe. – Diss. Univ. Zürich.

Topographische Karten

- | | |
|-----------|--|
| 1153–1155 | } Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25 000 |
| 1173–1175 | |
| 1193–1195 | |

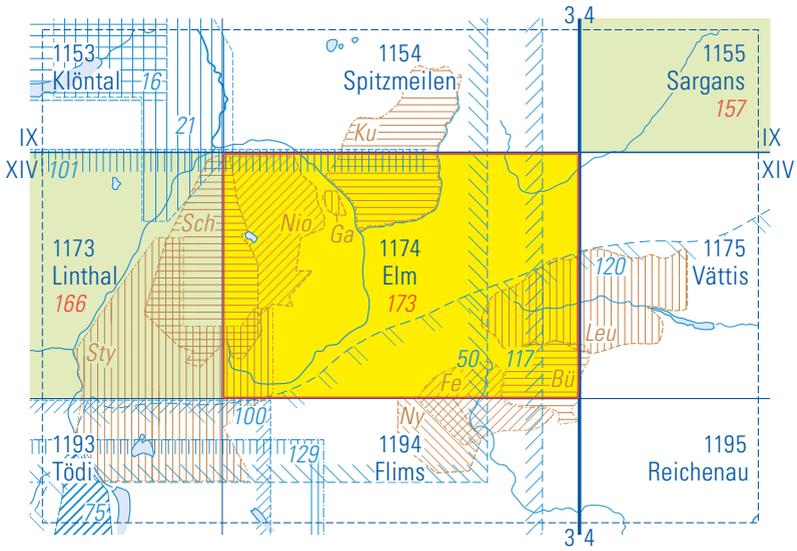
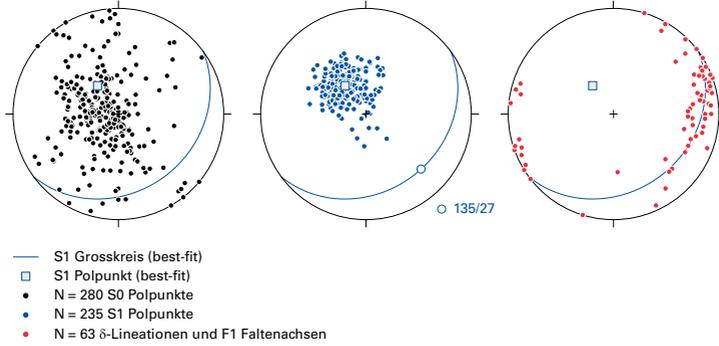


Fig. 45: Publierte geologische Karten mit topographischer Grundlage.

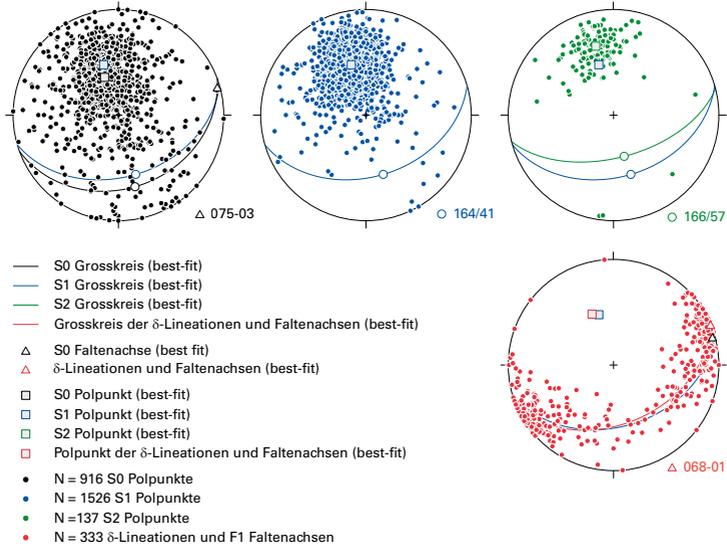
ANHANG

Anhang A-1: Stereoplots der Strukturmessungen im Gebiet von Blatt Elm aus dem Unterhelvetikum.

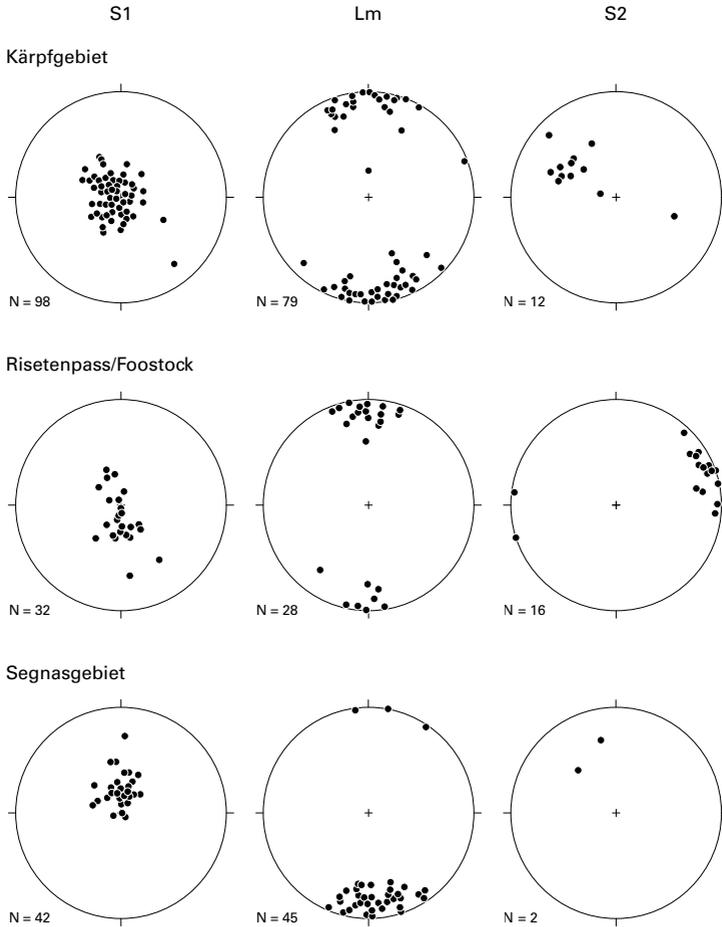
Region Landesplattenberg (GASSER 2006)



Kartengebiet Atlasblatt Elm



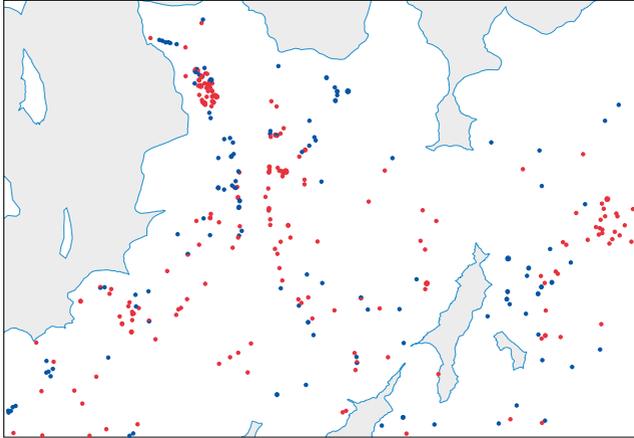
Anhang A-2: Stereoplots der Strukturmessungen im Gebiet von Blatt Elm aus dem Oberhelvetikum.



Anhang B: Übersicht über die geographische Verteilung und Streuung der Messdaten in Anhang A.

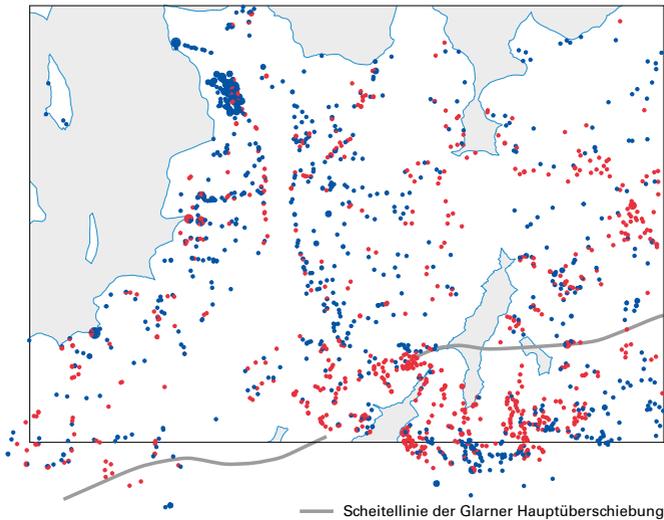
B-1: δ -Lineationen und F1 Faltenachsen

- Einfallen nach 338–158 E
- Einfallen nach 158–338 E



B-2: Schieferung S1

- Einfallen steiler als 45°
- Einfallen flacher als 45°



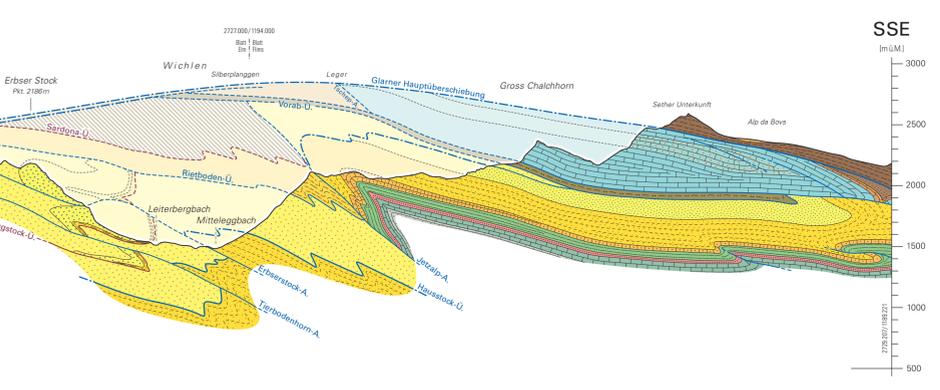
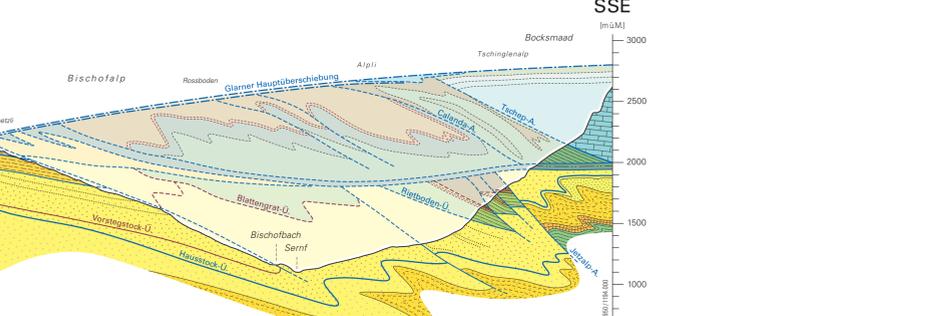
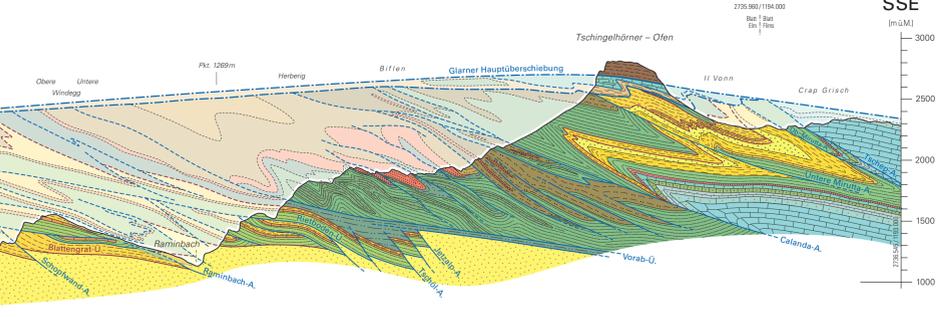
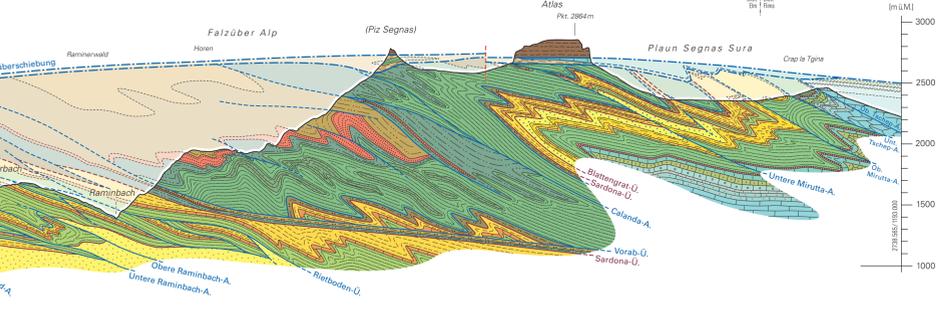
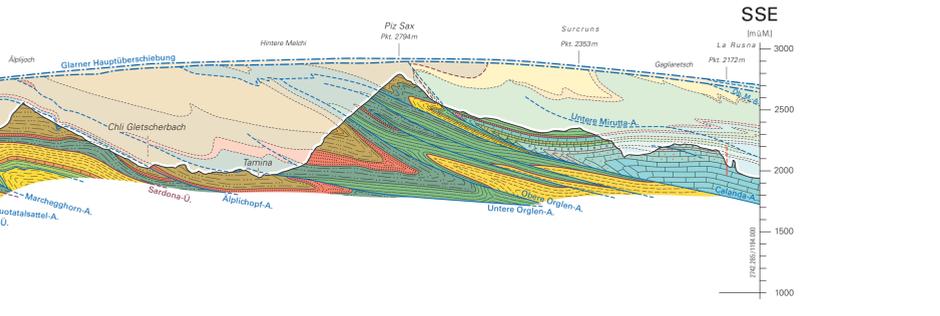
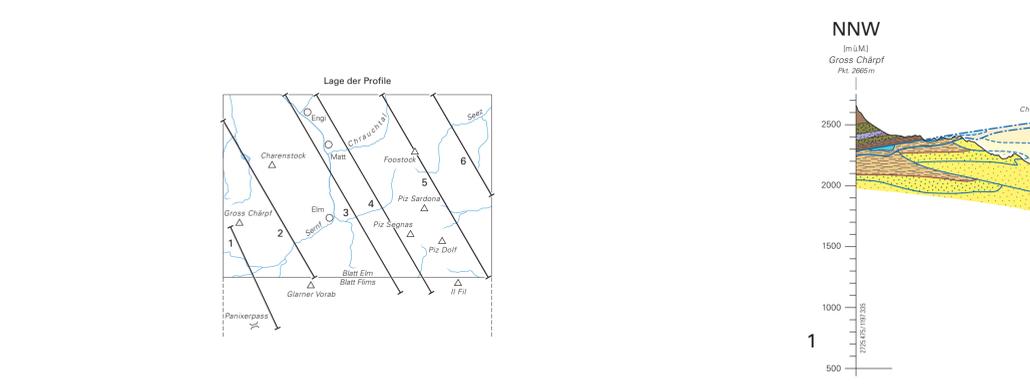
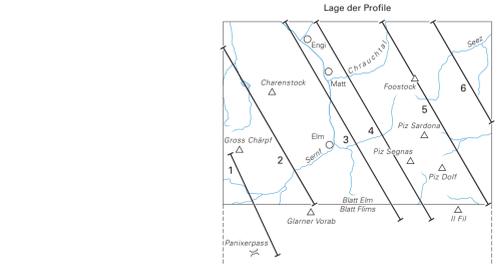
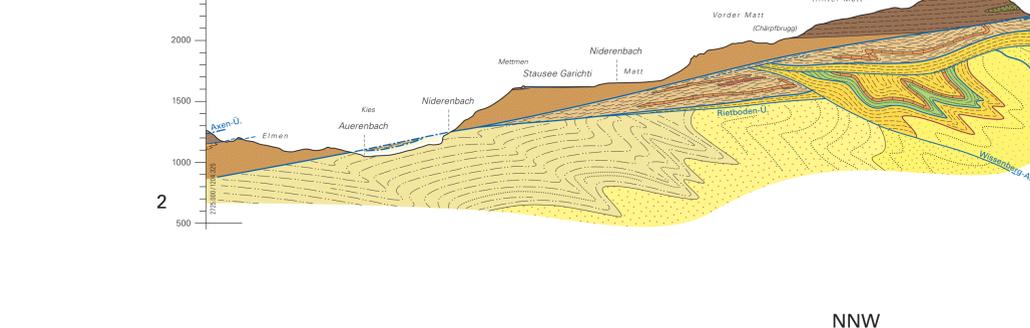
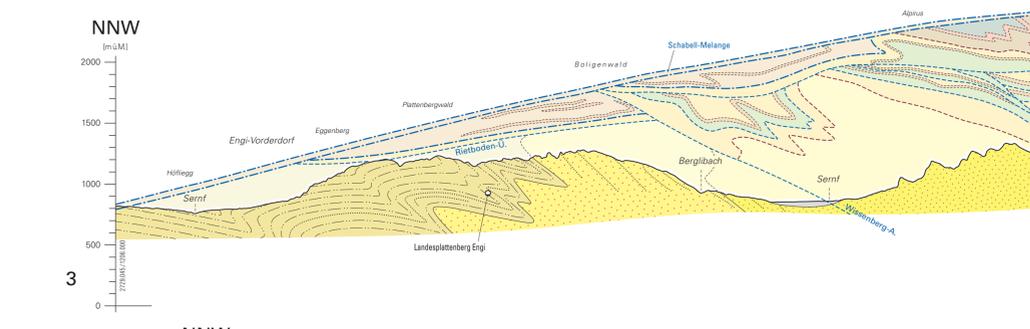
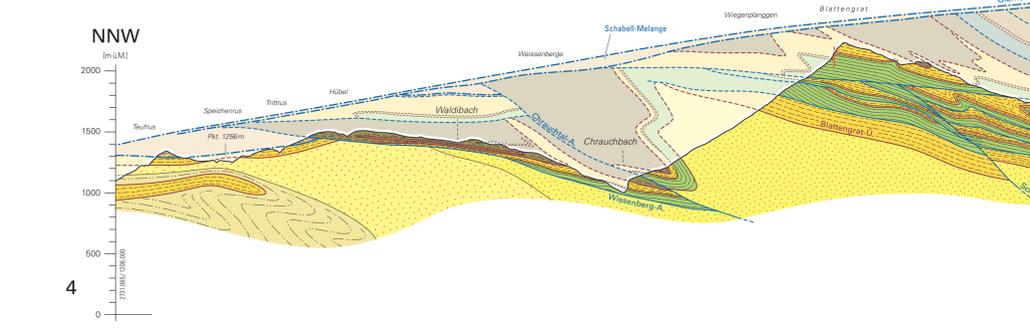
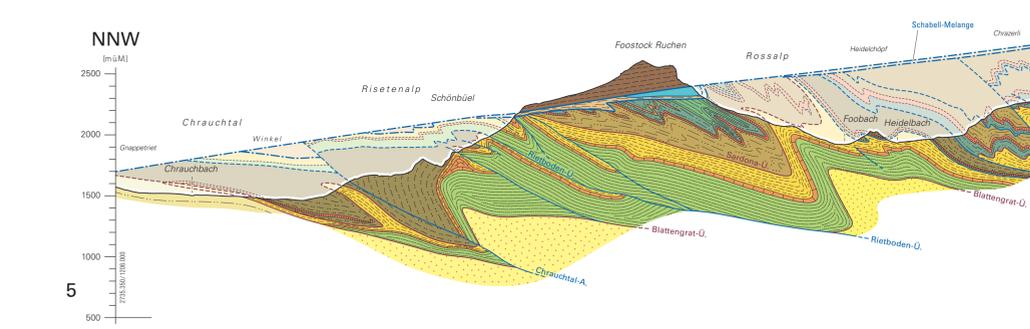
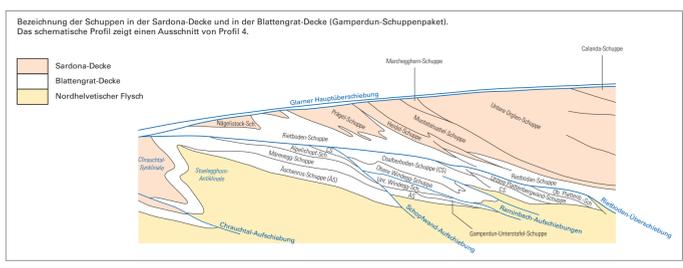
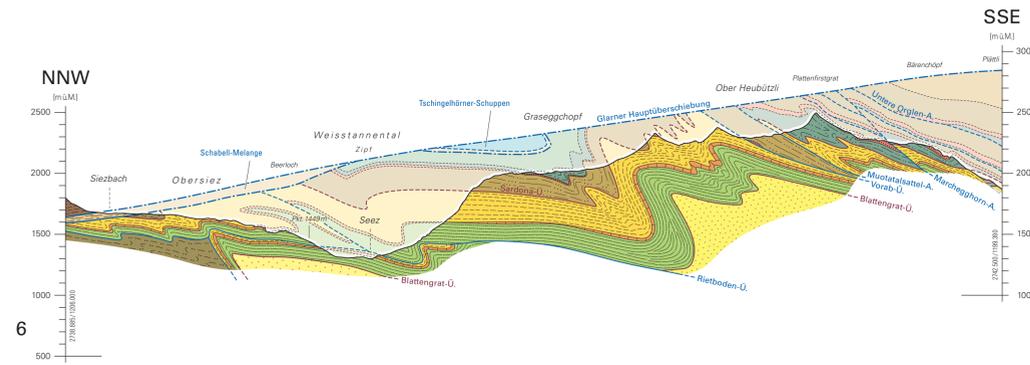
BEILAGEN

- Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Elm
Tafel II: Tektonische Karte des Gebiets von Atlasblatt Elm
Tafel III: Geologische Panoramen im Gebiet von Atlasblatt Elm

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Elm

von Bas den Brok

Masstab 1:25000



- Quartär**
 - Alluvion, Bach- und Hangschuttablagerung, Till
 - Rutsch- bzw. Sedungsmasse
- Oberhelvetikum**
- Axen-Decke**
 - Perm: Saxtorf-Formation
- Glarner Deckenkomplex**
 - Melo-, Röt- und Quarten-Formation (undiff.)
 - Kärg-Formation
 - Mären-Formation
 - Rhyolith, saurer Tuffit
 - Trachyt
 - Basische Vulkanite
 - Übital-Formation
- Verrucano-Gruppe**
- Unterhelvetikum**
 - Kalksektion (Lochten-Kalk, meist Schrattekalk-Formation)
- Tschingelhörner-Schuppen**
 - Helvetischer Kieselkalk bis Bürgen-Formation (meist Kalk)
- Schabell-Melange**
 - «Wildflysch», mit Blöcken und Paketen aus:
 - Nummulitenkalk (Euthal- und Bürgen-Formation)
 - Sardonia-Quarzit (Martinsmad-Formation)
 - «Globotruncanenergele» (Seewen-Formation)
- Sardonia-Decke**
 - Sardonia Decke, undiff. (Profil 1)
 - Martinsmad-Formation, undiff.
 - Susen-Flysch
 - Supraqvarzitischer Flysch
 - Sardonia-Quarzit
 - Infracvarzitischer Flysch
 - «Globotruncanenergele»
 - «Globotruncanenkalk»
- Martinsmad-Formation**
- Seewen-Formation**
- Blattengrat-Decke**
 - Stad-Formation («Flockenergele»)
 - Euthal- und Bürgen-Formation
 - Amden- und Wang-Formation
- Aar-Massiv**
 - Allochthone Sedimentbedeckung
 - Engli-Dachshiefer
 - Matt-Formation
 - Sandstein
 - Elm-Formation
 - Sandstein
 - Taveyannaz-Formation
 - basaler Tonstein (Profil 1)
 - Stad-Formation
 - Bürgen-Formation
 - Seewen-Formation
 - Garschella-Formation
 - Schrattekalk-Formation
 - Bettis-Formation, Helvetischer Kieselkalk, Tierwis-Formation
 - Öhrli-Formation
 - Zementstein-Formation
 - Tros-Kalk
 - «Quintner Kalk», undiff.
 - Dräger, undiff.
 - Trias, undiff.
 - Verrucano-Gruppe, undiff.
 - Quinten-Formation
 - Profil 1
 - Verrucano-Gruppe, undiff.
- Paradochthone Sedimentbedeckung**
 - Perm-Trias: Elm-Formation, Sandstein, Taveyannaz-Formation
 - Perm-Trias: Stad-Formation, Bürgen-Formation, Seewen-Formation, Garschella-Formation, Öhrli- bis Schrattekalk-Formation, Zementstein-Formation
 - Nordhelvetische Flysch-Gruppe

- Bruch, Verwerfung
- - - Deckengrenze
- - - Aufschiebung (A.), Überschiebung (Ü.), Schuppengrenze
- - - Frühalpine Überschiebung (Ü.)

Tektonische Karte des Gebiets von Atlasblatt Elm

von
Bas den Brok

Aufschiebungen

- 1 Wissenberg-Aufschiebung
- 2 Chrauchtal-Aufschiebung
- 3 Schopfwind-Aufschiebung
- 4 Untere Raminbach-Aufschiebung
- 5 Obere Raminbach-Aufschiebung
- 6 Tierbodenhorn-Aufschiebung
- 7 Erbsenstock-Aufschiebung
- 8 Tschöl-Aufschiebung
- 9 Jetzalp-Aufschiebung
- 10 Tschep-Aufschiebung
- 11 Il-Vonn-Aufschiebung
- 12 Untere Mirutta-Aufschiebung
- 13 Calanda-Aufschiebung
- 14 Obere Mirutta-Aufschiebung
- 15 Obere Orglen-Aufschiebung
- 16 Untere Orglen-Aufschiebung
- 17 Älplichopf-Aufschiebung
- 18 Marceghorn-Aufschiebung
- 19 Muotatsattel-Aufschiebung
- 20 Mörderhorn-Aufschiebung

Faltenachsebenen

- 1 Engi-Hinterdorf-Synklinale
- 2 Schwarzchopf-Antiklinale
- 3 Schluchenwald-Synklinale
- 4 Wasenegg-Antiklinale
- 5 Geisstalchöpf-Synklinale und -Antiklinale
- 6 Holänder-Synklinale
- 7 Scheberegg-Antiklinale
- 8 Meissenegg-Synklinale und -Antiklinale
- 9 Ober-Chüeboden-Synklinale und -Antiklinale
- 10 Tierbodenhorn-Falten
- 11 Erbsenbach-Antiklinale
- 12 Leger-Synklinale
- 13 Erbsenstock-Antiklinale
- 14 Leiterberg-Synklinale und -Antiklinale
- 15 Weissenberge-Synklinale
- 16 Bergersulz-Antiklinale
- 17 Haggenwald-Synklinale
- 18 Stuelegghorn-Antiklinale
- 19 Schönbüel-Antiklinale
- 20 Höch-Nasen-Synklinale
- 21 Trosgi-Antiklinale
- 22 Rohrberg-Synklinale
- 23 Weigel-Synklinale und -Antiklinale
- 24 Gula-Synklinale und -Antiklinale
- 25 Scheubs-Synklinale
- 26 Englawand-Antiklinale
- 27 Grauspitz-Falten
- 28 Chli-Kamm-Falten
- 29 Unterheubüzli-Synklinale
- 30 Heubützli-Antiklinale
- 31 Sardonahütte-Antiklinale
- 32 Sardonägletscher-Synklinale
- 33 Panära-Antiklinale
- 34 Rusna-Antiklinale
- 35 Il-Vonn-Synklinale
- 36 Siala-Antiklinale
- 37 Raschaglius-Synklinale
- 38 Ofen-Antiklinale
- 39 Mittaghorn-Synklinale und -Antiklinale
- 40 Chli-Mittaghorn-Synklinale und -Antiklinale

Chrauchtal-Synklinale
westlich von Matt

Chrauchtal-Synklinale
östlich von Matt

Oberhelvetikum

- Axen-Decke
- Glarner Deckenkomplex

Unterhelvetikum

Segnas-Komplex

- Schabell-Melange, Tschingelhörner-Schuppen und Lochsiten-Kalk

Vorab-Komplex

- Sardona-Decke
- Blattengrat-Decke
- Allochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs

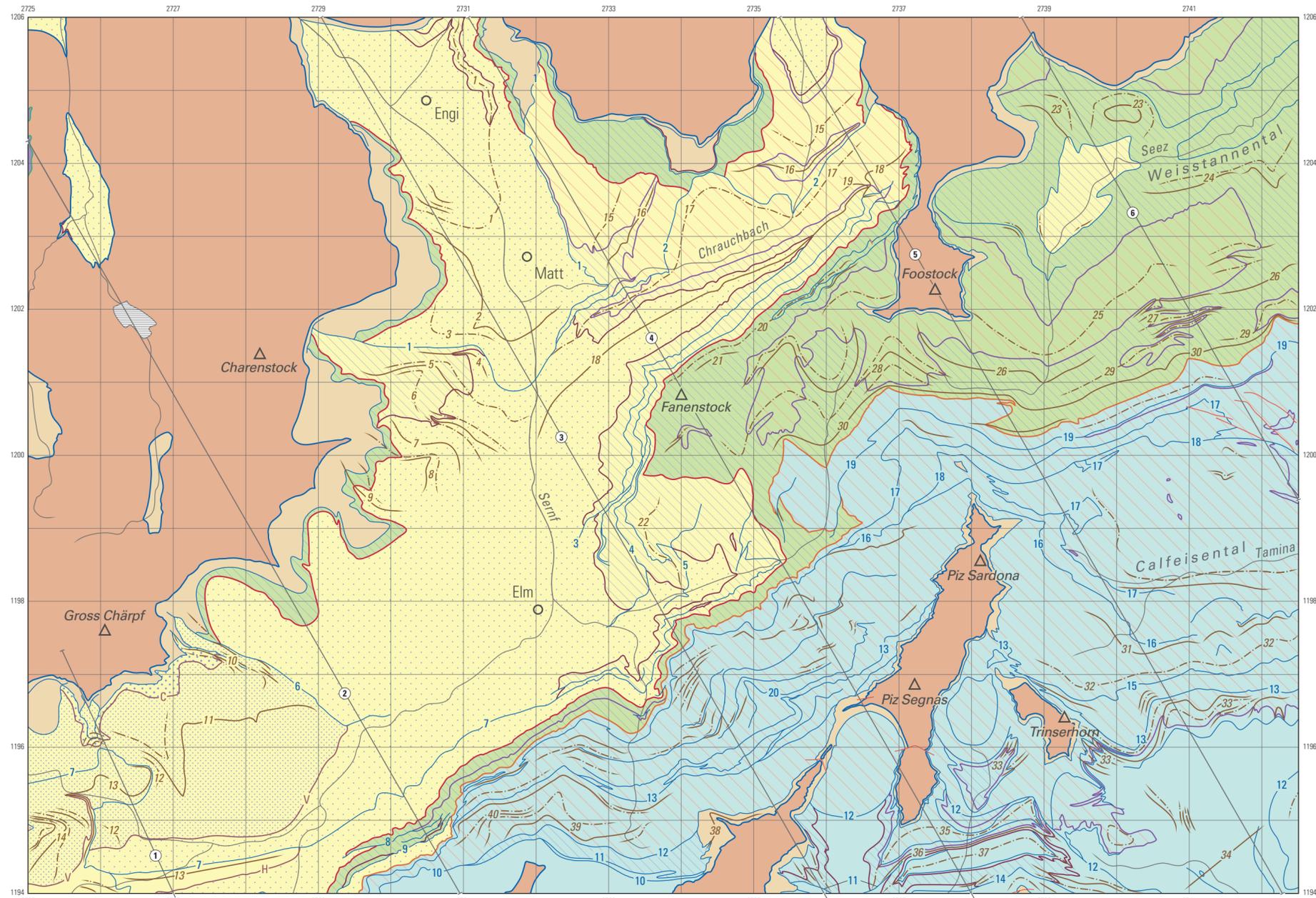
Rietboden-Komplex

- Sardona-Decke
- Blattengrat-Decke

Sernftal-Komplex

- Sardona-Decke
- Blattengrat-Decke
- Leiterberg-Schuppe
- Chüebad-Schuppe
- Vorstegstock-Decke
- Hausstock-Decke
- Parautochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs

- Bruch
- Auf- bzw. Überschiebung i. Allg.
- Axen-Überschiebung
- Glarner Hauptüberschiebung
- Rietboden-Überschiebung
- Vorab-Überschiebung
- Blattengrat-Überschiebung
- Sardona-Überschiebung
- Vorstegstock- (V), Hausstock- (H) und Chüebad-Überschiebung (C) } vermutlich frühalpin
- Spur einer antiktinalen Faltenachsebene
- Spur einer synktinalen Faltenachsebene
- 5 Profilsur (vgl. Taf. I)

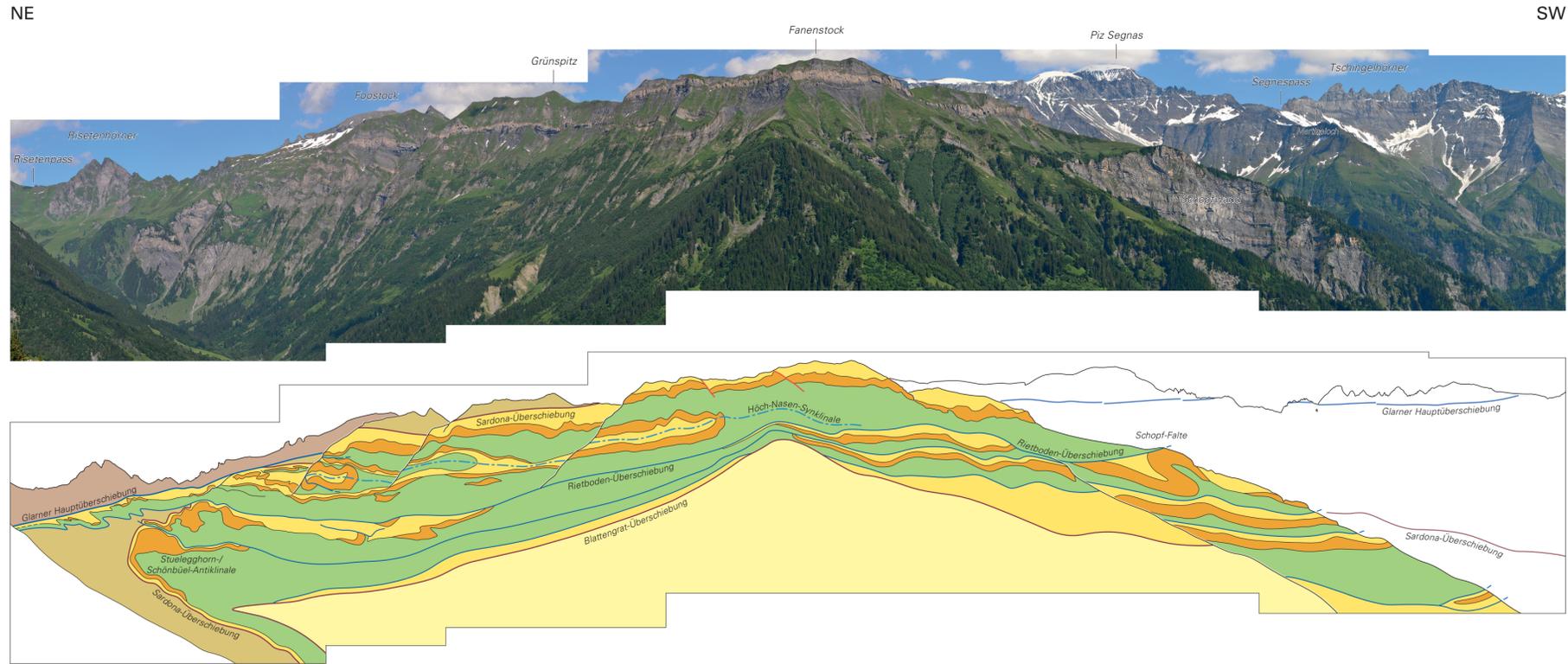


Massstab 1:50 000

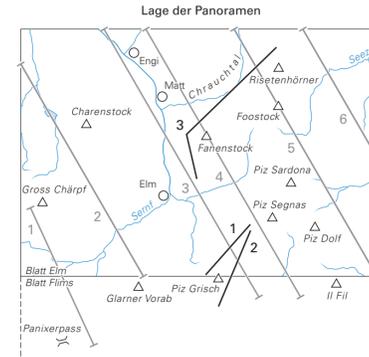


Geologische Panoramen im Gebiet von Atlasblatt Elm

von
Bas den Brok



Panorama Blattengrat zwischen dem Risetpass und der Schopfwall, Blickrichtung gegen Südosten. Bildbreite ca. 8 km, Foto B. den Brok, 2020.



Lage der Profile (Taf. I)

- Auf-/Überschiebung i. Allg. (gesichert – vermutet)
- Glarner Hauptüberschiebung (gesichert – vermutet)
- Frühalpine Überschiebung (gesichert – vermutet)
- Bruch, Verwerfung (gesichert – vermutet)
- Achsenebenenspur der Höch-Nasen-Synklinale (Panorama 3)

- Glarner Deckenkomplex**
 - Verrucano-Gruppe, undiff.
- Schabell-Melange**
 - «Wildflysch»
 - Euthal- und Bürgen-Formation
 - Seewen-Formation (=Globotruncanenkalk)
- Sardona-Decke**
 - Martinsmad-Formation
 - Seewen-Formation (=Globotruncanenmergel und -kalk)
- Blattengrat-Decke**
 - Amden- und Stad-Formation, undiff. } Panoramen 1 und 2
 - Euthal- und Bürgen-Formation
 - Stad-Formation
 - Euthal- und Bürgen-Formation } Panorama 3
 - Amden- und Wang-Formation
- Aar-Massiv**
 - Parautochthone und allochthone Sedimentbedeckung
 - Elm-Formation (Panorama 3)
 - Taveyannaz-Formation } Nordhelvetische Flysch-Gruppe
 - Stad-Formation
 - Bürgen-Formation
 - Seewen-Formation
 - Garschella-Formation
 - Schraffenkalk-Formation
 - Helvetischer Kieselkalk
 - Öhrli-Formation
 - Zementstein-Formation
 - Quinten-Formation



Panorama Tschingelhörner-Westseite zwischen dem Segnespass und Piz Grisch / Laaxer Stöckli, Blickrichtung gegen Südosten. Bildbreite ca. 3,5 km, Foto B. den Brok, 2015.



Panorama Tschingelhörner-Ostseite zwischen Crap Ner und dem Segnespass, Blickrichtung gegen WNW. Bildbreite ca. 4 km, Foto B. den Brok, 2015.