

1173 Linthal

Erläuterungen

RENÉ HANTKE, STEFAN SCHMID, RETO HÄNNI,
ANDREAS BAUMELER und STEPHAN FRANK

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2019

166

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

1:25 000

1173 Linthal

Erläuterungen

20 Textfiguren und 1 Tafelbeilage

verfasst von

RENÉ HANTKE, STEFAN SCHMID, RETO HÄNNI,
ANDREAS BAUMELER und STEPHAN FRANK

2019



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karten

HANTKE, R., SCHINDLER, C., FREY, F., SCHIELLY, H., BAUMELER, A. & CADUFF, R. (2019): Blatt 1173 Linthal. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 166.

Erläuterungen

HANTKE, R., SCHMID, S., HÄNNI, R., BAUMELER, A. & FRANK, S. (2019): Blatt 1173 Linthal. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 166.

Titelbilder

Umschlag

«Schnäg» westlich der Zeinenfurggla bei Koord. 2717.000/1204.600, ca. 2350 m ü. M. Der gut gebankte Kalk der Öhrli-Formation bildet hier eine flach gegen Osten abtauchende Antiklinale, die auf der Ostseite der Zeinenfurggla erneut an die Oberfläche tritt. Die Bildbreite ist ca. 50 m, die Blickrichtung gegen Osten. Foto O. Kempf, 2018.

Karten

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

Erläuterungen

Zwei verschieden orientierte Schieferungsebenen im Tonstein der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe bei Koord. 2720.900/1197.800. Foto A. Baumeler, 2013.

Herausgeber

© 2019, 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 978-3-302-40076-1

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Zusammenfassung	6
Résumé.....	7
Riassunto	8
Summary	9
Einführung	10
Stratigraphie	13
Helvetikum	13
Unterhelvetikum	13
Aar-Massiv, parautochthone Sedimentbedeckung (Jura–Paläogen)	13
Griessstock-Decke (Jura)	22
Clariden-Schuppenkomplex (Jura–Paläogen)	23
Fiseten-Orthalden-Schuppen (Kreide)	34
Kalk-Tektonit	35
Oberhelvetikum	36
Glarner Deckenkomplex (Perm–Paläogen)	37
Axen-Decke (Trias–Paläogen)	46
Drusberg-Decke (Kreide)	63
Ultrahelvetikum.....	65
Mättental-Melange, Schabell-Melange (Paläogen)	65
Quartär.....	69
Pleistozän	69
Holozän	74
Tektonik	88
Übersicht	88
Tektonische Entwicklung und Metamorphosegrad	92
Unterhelvetikum	96
Ultrahelvetikum.....	101
Oberhelvetikum	102
Erdbeben	115
Hydrogeologie	116
Rohstoffe und Wasserkraft	122
Ur- und Frühgeschichte	124
Literaturverzeichnis	126
Kartenverzeichnis	136

VORWORT

Das neue Blatt 166 Linthal des Geologischen Atlas der Schweiz im Massstab 1:25 000 deckt einen zentralen Ausschnitt der «Oberholzerkarte» aus dem Jahr 1942 ab (Geologische Karte der Glarner Alpen 1:50 000 von J. Oberholzer) und schliesst die Gebiete zu beiden Seiten des südlichen Linthtals zwischen Schwanden und der Reitmatt ein: im Osten der Freiberg bis zum Richetlipass, im Westen die Region zwischen Pragelpass–Silberer–Glärnisch und im Süden Glattalp–Jegerstöck–Ortstock sowie Urner Boden und Chamerstock.

Basierend auf den Vorarbeiten J. Oberholzers erfolgte die detaillierte geologische Aufnahme weitestgehend durch Prof. em. René Hantke (ETH Zürich), der seit 1947 – damals im Rahmen seiner Diplomarbeit, später als externer Mitarbeiter der Schweizerischen Geologischen Kommission – diese Region intensiv erforschte und umfangreiche Kartierarbeiten durchführte. Weitere geologische Feldaufnahmen aus der Folgezeit flossen in die Karte und Erläuterungen ein: das Glärnischgebiet von Prof. em. Conrad Schindler (ETH Zürich) und die Region der östlichen Clariden-Kette von Dr. Felix Frey (ETH Zürich). Wichtige Kartierarbeiten entstanden in den 1950er und 1960er Jahren im Gebiet Durnachtal–Muttsee (Dr. G. Styger) und im Gebiet des westlichen Freibergs (Dr. H.-P. Schielly). In den letzten Jahren wurden Teile des Kartenblatts revidiert, darunter die Flyschregion im Südosten durch Andreas Baumeler (Zürich) und die verbreitet auftretenden quartären Massenbewegungen durch Dr. Rafael Caduff (Luzern). Die Erstellung der tektonischen Profile im Kartengebiet erfolgte durch Dr. Reto Hänni (Bern), R. Hantke und A. Baumeler.

Die redaktionelle Bearbeitung der Karte und der Erläuterungen nahm Dr. Oliver Kempf (swisstopo) vor. Die Arbeit umfasste insbesondere die Anpassung der geologischen Einheiten an die Topografie mithilfe des digitalen Geländemodells swissALTI^{3D} sowie die Bearbeitung des mittlerweile eisfreien Gebiets im Vorfeld des Bächifirns. Dr. Reto Burkhalter (swisstopo) hat den Erläuterungstext kritisch gegengelesen und lektoriert. Die Übersetzungen der Zusammenfassung erfolgten durch Oliver Kempf und Dr. Milan Beres (Englisch), Dr. Alain Morard (Französisch) und Dr. Thomas Galfetti (Italienisch, alle swisstopo). Die kartografischen Arbeiten führte A. Baumeler durch, Monika Etter-Seitz (Orell Füssli AG, Zürich) digitalisierte das handgezeichnete Kartenoriginal. Die Tafel wurde von O. Kempf grafisch bearbeitet, den Schriftsatz gestalteten Renato Howald und Bettina Holzmayr (beide 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. Stefan Schmid (Universität Basel), Prof. em. Max Maisch (Universität Zürich), Dr. Ursula Menkveld-Gfeller (Naturhistorisches Museum Bern) und Pierre Gander (Dr. Jäckli AG Zürich). Das Kapitel Tektonik wurde daraufhin von

Prof. em. Stefan Schmid (Universität Basel) überarbeitet und ergänzt, Dr. Stephan Frank (Dr. von Moos AG Zürich) fügte einige Bohrdaten und den Textteil zur Braunwald-Rutschung hinzu.

Weiter trugen folgende Personen mit Informationen, Daten und Diskussionsbeiträgen zum Verständnis der Geologie bei: Dr. Tobias Ibele (Berschis) zur Gliederung des Verrucanos, Prof. em. Adrian Pfiffner (Universität Bern) zur Struktur des nordhelvetischen Flyschs, Dr. Eva Kurmann-Matzenauer (swisstopo) zur 3D-Struktur der Glarner Hauptüberschiebung, Dr. A. Wildberger (Zürich) zur Geologie des Hölloch und zu oberirdischen Schichtfugenmessungen sowie Dipl. Ing. O. Scheurer (Kt. Glarus) mit der Bereitstellung von Bohrdaten. F. auf der Maur (Schwyz), Dr. M. Schindler (St. Gallen) und Dr. h.c. H. Stüssi (Glarus) zur Archäologie und Aktuogeologie, Dr. O. Lateltin (swisstopo) zu Bergstürzen im Tödi-Gebiet, C. Koch (Bern) zur Schuttführung von Flüssen, B. Nawrocki (Haslen) zu Quellen und ihren Fassungen. Ferner steuerten B. Aebli (Hätzingen), Kaplan A. Gwerder (Ried SZ), P. Hunold (Diesbach), R. Hürlimann (Schwanden), R. Lehmann (Luchsingen), E. Streiff und M. Vögeli (Rüti GL) sowie H.-H. Stüssi und R. Zweifel (Linthal) Informationen bei.

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

August 2019

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
Landesgeologie

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet des Kartenblatts Linthal liegt im Grenzgebiet der Kantone Glarus, Schwyz und Uri östlich des Klausenpasses zwischen dem Glärnisch im Norden, dem Urner Boden im Südwesten und dem Freiberg im Osten. Es bildet ein Schlüsselblatt für das Verständnis der Geologie des Helvetikums der Ostschweiz.

Die im Gebiet von Blatt Linthal auftretenden Sedimentgesteine entstammen dem helvetischen Ablagerungsraum und liegen heute in unterschiedlichen tektonischen Einheiten und Stockwerken vor. Das Gebiet lässt sich tektonisch dreiteilen: Das Unterhelvetikum bildet das Liegende der helvetischen Decken und umfasst im Kartengebiet die parautochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs, die davon unabhängig verfaltete Abfolge der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe, die Griesstock-Decke und den Clariden-Schuppenkomplex, die beide früh abgeschert wurden. Hinzu kommen die Fiseten-Orthalden-Schuppen, an der Basis der Axen-Decke mitgeschleppte tektonische Späne. Diese Abfolgen dokumentieren Ablagerungen vom Späten Jura bis ins Paläogen. Drei Deckenstapel bauen das Oberhelvetikum auf: zuunterst der Glarner Deckenkomplex, der nordwestlich der Linth in Glarner- und Mürtchen-Decke aufgetrennt wird. In diesem Deckenkomplex treten die ältesten, z.T. vulkanogenen Sedimentgesteine des permischen Verrucanos zutage. Die gesamte Abfolge reicht bis ins Paläogen. Darüber folgt die Axen-Decke mit einer Sedimentabfolge von Trias bis Paläogen, die ihrerseits in verschiedene Schuppen untergliedert wird. Die Drusberg-Decke bildet das oberste Stockwerk und umfasst hier lediglich Ablagerungen der Frühen Kreide. Das Ultrahelvetikum besteht aus tektonischen Melanges, die aus intensiv deformiertem «Wildflysch» mit zahlreichen Paketen aus Nummulitenkalk und Mergel bestehen. Während im Osten das Schabell-Melange zwischen Nordhelvetischem Flysch und Lochsitzen-Kalk mit dem Glarner Deckenkomplex (Oberhelvetikum) liegt, trennt das Mättental-Melange im Westen den Nordhelvetischen Flysch gegen oben vom Clariden-Schuppenkomplex und der Griesstock-Decke, bevor es weiter nördlich die Basis der Axen-Decke erreicht. Die tektonische Entwicklung des helvetischen Deckenstapels wird im Kartengebiet und seiner weiteren Umgebung in fünf Deformationsphasen unterteilt, die anhand der Sedimentalter und radiometrischer Datierungen zeitlich ungefähr auf einen Zeitraum von 35 bis 20 Ma bestimmt werden können.

Die Letzte Eiszeit hinterliess Spuren in Form von Till, häufig assoziiert mit deutlich sichtbaren Moränenwällen. Im Kartengebiet sind zahlreiche Hanginstabilitäten dokumentiert, entweder als Rutsch- oder als Sackungsmassen. Die bekannteste davon ist die grosse, heute noch aktive Rutschmasse von Braunwald. Die mächtigen Kalkformationen zwischen Glattalp und Pragelpass sind durch markante Karsterscheinungen wie Dolinen und Höhlen geprägt.

RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Linthal se trouve à cheval sur les cantons de Glaris, Schwyz et Uri, à l'est du Klausenpass, entre le Glärnisch au nord, l'Urner Boden au sud-ouest et le Freiberg à l'est. Il s'agit d'une région-clé pour la compréhension de la géologie de l'Helvétique de Suisse orientale.

Les roches sédimentaires affleurant dans le secteur de la feuille Linthal proviennent du domaine paléogéographique helvétique et se retrouvent aujourd'hui dans différentes unités tectoniques. Cette région comprend trois subdivisions tectoniques: l'Helvétique inférieur constitue le soubassement des nappes helvétiques et comprend, dans la région cartographiée, la couverture parautochtone du massif de l'Aar, le Groupe du Flysch nord-helvétique plissé indépendamment, ainsi que la nappe du Griesstock et le complexe d'écaillés du Clariden, tous deux décollés précocement. S'y ajoutent encore les écaillés de Fiseten-Orthalden, des lames tectoniques entraînées à la base de la nappe de l'Axen. Les dépôts correspondants s'étendent du Jurassique tardif au Paléogène. L'Helvétique supérieur comprend trois unités: le complexe de nappes de Glaris à la base, qui peut être subdivisé au nord-ouest de la Linth en nappe de Glaris et nappe du Mürtschen. Les roches sédimentaires et en partie volcanogènes les plus anciennes du Verrucano permien affleurent dans ce complexe de nappes. L'ensemble de la succession atteint le Paléogène. Au-dessus vient la nappe de l'Axen, avec une succession sédimentaire allant du Trias au Paléogène, elle-même subdivisée en diverses écaillés. La nappe du Drusberg constitue l'élément tectonique le plus élevé, comprenant ici uniquement des dépôts du Crétacé précoce. L'Ultrasch helvétique regroupe des mélanges tectoniques, constitués de «Wildflysch» fortement déformé avec de nombreux paquets de calcaire à Nummulites et de marne. Tandis qu'à l'est le Mélange du Schabell s'intercale entre le Flysch nord-helvétique et le Calcaire de Lochsiten de la base du complexe de nappes de Glaris (Helvétique supérieur), le Mélange du Mättental sépare à l'ouest le Flysch nord-helvétique du complexe d'écaillés du Clariden et de la nappe du Griesstock, avant de rejoindre plus au nord la base de la nappe de l'Axen. L'évolution tectonique des nappes helvétiques de la région cartographiée et de ses alentours se décompose en cinq phases datées d'environ 35 à 20 Ma, sur la base de l'âge des sédiments et de datations radiométriques.

Les traces de la Dernière Glaciation se reconnaissent sous forme de till, souvent associé à des vallums morainiques bien visibles. De nombreuses instabilités de versant (masses glissées ou tassées) sont présentes sur le territoire cartographié. La plus connue est la grande masse glissée de Braunwald, encore active actuellement. Les épaisses formations calcaires entre la Glattalp et le Pragelpass sont marquées par des morphologies karstiques telles que des dolines et des grottes.

RIASSUNTO

Il territorio del foglio Linthal si trova a cavallo tra i cantoni Glarona, Svitto e Uri, a est del Klausenpass, tra il Glärnisch a nord, l'Urner Boden a sud-ovest e il Freiberg a est. Si tratta di una regione chiave per la comprensione della geologia dell'Elvetico della Svizzera orientale.

Le rocce sedimentarie che affiorano nel settore del foglio Linthal provengono dal dominio elvetico e si trovano oggi in diverse unità tettoniche. Questa regione comprende tre suddivisioni tettoniche: l'Elvetico inferiore costituisce il basamento delle falde elvetiche e, nella regione cartografata, comprende la copertura paraautoctona del massiccio dell'Aar, il Gruppo del Flysch nord-elvetico ripiegato indipendentemente, così come la falda del Griesstock e il complesso delle scaglie del Clariden, entrambi distaccati precocemente. Si aggiungono in seguito le scaglie di Fiseten-Orthalde, delle lame tettoniche trascinate alla base della falda dell'Axen. I depositi corrispondenti si sviluppano tra il Giurassico tardo e il Paleogene. L'Elvetico superiore è composto da tre unità: il complesso di falde di Glarona alla base che è separato a nord-ovest della Linth in falda di Glarona e falda di Mürtchen. Le rocce sedimentarie, a tratti vulcanogeniche che compongono questo complesso di falde sono tra le più antiche del Verrucano permiano. Successivamente segue la falda dell'Axen con una successione sedimentaria datata tra il Triassico e il Paleogene, essa pure suddivisa in diverse scaglie. La falda del Drusberg costituisce l'elemento tettonicamente più alto, e include unicamente i depositi del Cretaceo primo. L'Ultraelvetico raggruppa dei mélanges tettonici, costituiti da un «Wildflysch» intensamente deformato con numerosi compartimenti di calcare a Nummuliti e di marna. Mentre a est il mélange del Mättental separa a l'ovest il Flysch nord-elvetico dal complesso di scaglie del Clariden e dalla falda del Griesstock, prima di raggiungere più a nord la base della falda dell'Axen. L'evoluzione tettonica delle coperture elvetiche nella regione cartografata e dei suoi dintorni si decompone in cinque fasi che, sulla base dell'età dei sedimenti e delle datazioni radiometriche, comprendono un intervallo di tempo di circa 35 a 20 Ma.

Le tracce dell'Ultima Glaciazione si riconoscono sotto forma di till, sovente associati a dei vallum morenici ben visibili. Numerose instabilità di versante (masse in scivolamento o scoscendimento) sono presenti sul territorio cartografato. La più conosciuta è la grande massa in scivolamento di Braunwald, ancora attiva attualmente. Le spesse formazioni calcaree tra Glattpalp e il Pragelpass sono marcate da morfologie carsiche come doline e grotte.

SUMMARY

The area of the Atlas sheet Linthal is situated in the border zone of the cantons of Glarus, Schwyz and Uri east of the Klausenpass. It comprises regions between the Glärnisch in the north, the Urner Boden in the south and the Freiberg in the east. It constitutes a key map for understanding the geology of the Helvetic Alps of eastern Switzerland.

The sedimentary rocks of the Linthal map area are of Helvetic origin and today form various tectonic units and stockworks. The map area can be subdivided tectonically into the following units: the Lower Helvetic forms the footwall of the Helvetic nappes and includes the parautochthonous sediment cover of the Aar massif and the independently deformed succession of the North-Helvetic Flysch Group. It also includes the Griesstock nappe and the Clariden slice complex, both of which were detached earlier. In addition, the Fiseten-Orthalden slices are present as small fragments that were dragged along the base of the Axen nappe. These sequences document deposition from the Late Jurassic to the Paleogene. Three nappe stacks constitute the Upper Helvetic: the lowermost Glarus nappe complex, which is separated into the Glarus and the Mürtschen nappes east of the Linth Valley. In this nappe complex the oldest, partly volcanic sedimentary rocks of the Permian Verrucano are observed. The entire succession reaches the Paleogene and is overlain by the Axen nappe, which includes a sedimentary succession from the Triassic to the Paleogene and is subdivided into several slices. The Drusberg nappe forms the uppermost stockwork and contains here only deposits of the Early Cretaceous. The Ultrahelvetic comprises tectonic melanges, which are composed of intensely deformed «Wildflysch» with numerous blocks of nummulite limestone and marlstone. While the Schabell melange in the east is situated between the North-Helvetic Flysch and the Lochsiten Limestone at the base of the Glarus nappe complex (Upper Helvetic), the Mättental melange in the west separates the North-Helvetic Flysch from the Clariden slice complex and the Griesstock nappe until it reaches the base of the Axen nappe further north. In the wider surroundings of the map area, the tectonic development of the Helvetic nappe stack can be subdivided into five phases of deformation. According to depositional and radiometric ages, deformation occurred over a period of approximately 35 to 20 Ma.

The Last Glaciation left features in the form of till, frequently associated with distinctly visible moraine walls or lobes of fossil block glaciers. Numerous slope instabilities are documented in the map area, either as sliding masses or as sagged masses. Most prominent is the large and still active sliding mass of Braunwald. The vast limestone formations between Glattalp and Pragelpass are characterised by prominent karst phenomena such as caves and dolines.

EINFÜHRUNG

Geographisch-geologische Übersicht

Das Gebiet von Atlasblatt Linthal umfasst westlich der Linth die helvetischen Kalkalpen vom Urner Boden zur Silberen mit den Ketten Mären-Ortstock, Chilchberg-Höch Turm, Pfannenstock-Bös Fulen-Eggstock, Chraterengrat-Gassenstock-Rüchigrat-Rad-Bächistock (2914m), dem höchsten Glärnisch-Gipfel. Im Westen wird das Kartengebiet begrenzt vom Bisistal mit den Quellästen der Muota. Im Süden reicht es bis zum Urner Boden und Chamerstock und erreicht nördlich des Tierfed das hinterste Linthtal. Östlich der Linth erheben sich bis Schwanden, mit 528m der tiefste Punkt im Blattgebiet, Chilchenstogg und Saasberg-Kette, entwässert von Auenbach, Durnagel, Diesbach und Übelbach. Von Westen nimmt die Linth den Fätschbach vom Urner Boden, den Brumbach von der Brächalp, den Bösbächibach vom Bös Fulen und den Steinigerbach auf. Südlich des Durnagel ragen die Flyschberge Mättlenstock und Leiterberg empor; im Chalchstöckli liegt über Lochsiten-Kalk die Überschiebung des Verrucanos, die sich vom Bützistock über Hanenstock, Schafalp, Fätschenhorn, Franzenhorn in die Schönau fortsetzt.

Geologisch umfasst das Kartengebiet über der parautochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs im hinteren Linthtal und dem darüberliegenden Glarner Flysch das Unterhelvetikum mit der Griesstock-Decke und dem Clariden-Schuppenkomplex (Einheiten, die in der Literatur traditionell als Teile des «Infrahelvetikums» oder als «Subhelvetische Decken» bezeichnet werden). Darüber folgen die oberhelvetischen Decken, die eigentlichen allochthonen «Helvetischen Decken»: der Glarner Deckenkomplex östlich der Linth, mit dem Verrucano an seiner Basis, die Axen-Decke westlich der Linth mit zumeist Trias und Lias an der Basis, und ganz in der Nordwestecke ein kleiner Teil der Drusberg-Decke. Der Glarner Deckenkomplex umfasst im Kartengebiet vor allem den mächtigen Verrucano im «Glarner Fryberg», der dort nicht mehr eindeutig der Glarner Decke oder der darüber liegenden Mürtschen-Decke zugeordnet werden kann, Decken, die sich erst nördlich von Schwanden individualisieren.

Westlich der Linth sind nur nördlich von Luchsingen noch auedünnte Reste des Glarner Deckenkomplexes erhalten: eine mesozoische Abfolge der Glarner Decke und darüber Verrucano der Mürtschen-Decke. Zwischen Glärnisch und Braunwald liegt die Axen-Decke mit Trias und Lias an der Basis, überlagert von ihren strukturell höheren kretazischen Schuppen, nämlich der Bächistock-Schuppe und den Silberen-Schuppen. Diese Kreide-Schuppen wurden von der im Süden verbliebenen Jura-Unterlage abgeschert und nördlich des Bös-Fulen-Gewölbes als gefaltete Kreideschuppen übereinander gestapelt. Über Quinten- und Zement-

stein-Formation der südlichen Axen-Decke liegen in den Ketten Glatten– Läckistock–Ortstock und Gross Chilchberg–Höch Turm ebenfalls höhere Schuppen. Diese umfassen Abfolgen von Malm und Einheiten der Frühen Kreide, die z.B. in der Schächentaler Windgällen- bzw. Höch-Turm-Schuppe gut ausgebildet sind. Am Roggenstöckli (nordwestlicher Blattrand) liegt auf der Oberen Silberer-Schuppe zunächst eine Verkehrtserie von Betlis-Kalk (Toralp-Schuppe) und darüber liegend eine zurückgebliebene tektonische Klippe der südlichsten Drusberg-Decke mit ihrer stark reduzierten frühkretazischen Abfolge.

Die Berge westlich der Linth sind durchsetzt von jungen, dominant SSE–NNW verlaufenden Verwerfungen. Sie weisen im Jurakern des Rund Eggen oberhalb von Braunwald eine relativ bescheidene sinistrale Verstellung auf, während sie in den Kreideabfolgen der Bächistock- und Silberer-Schuppen zwischen Bödmeren und Silberer einen Versatz von einigen Zehnern von Metern erreichen können. Nördlich der Charetalp, im Brunalpeli und auf Hinter Silberenalp, stellen sich auch SW–NE bis SSW–NNE streichende Verwerfungen ein. Die Rossmatterklön nördlich des Bös Fülen ist durch eine bedeutendere NW–SE streichende Verwerfung vorgezeichnet. Das NE–SW streichende Linthtal ist durch den lateralen Wechsel des Deckenbaus vom Glarner Deckenkomplex zur Axen-Decke vorgegeben. Sackungs- und Rutschgebiete kennzeichnen das Gebiet des Glarner Freibergs, insbesondere den Chilchenstogg südöstlich von Linthal, den Seblengrat gegen Braunwald und das Gebiet nordwestlich von Rüti GL.

Wissenschaftshistorischer Abriss

Bei geologisch-botanischen Streifzügen mit O. Heer und bei Überquerungen des Kistenpasses hielt A. Escher in Tagebuchnotizen und geologischen Skizzen den Gebirgsbau im hinteren Glarnerland fest (ESCHER 1841, 1846, HEER & BLUMER 1846). Bereits 1834 erkannte ESCHER (1841), dass die Jura- und Kreidekalke vom Glärnisch zum Vierwaldstättersee durchhalten; Jahrzehnte vor der Deckenlehre stellte er bedeutende Überschiebungen fest. ALB. HEIM (1882a) erkannte in der Silberer einen Faltenbau und veröffentlichte die geologische Beschreibung zum Dufourblatt 14 (ALB. HEIM 1891). Die Vorstellung von ROTHPLETZ (1894, 1897, 1898), wonach das Linthtal seine Existenz einem Grabenbruch verdanke, stellte ALB. HEIM (1895) in Abrede. GOGARTEN (1910) versuchte, im Linthtal, nach Gedanken Alb. Heims, durch fluviatile Eintiefung entstandene Felskanten zu Terrassensystemen zu verbinden. Diese vermochten dem von OBERHOLZER (1933, 1942) in den Glarner Alpen erforschten Deckenbau nicht standzuhalten. ZWEIFEL (1958) versuchte noch das Linthtal im Sinne Alb. Heims und E. Gogartens zu erklären, GERBER (1951, 1960) trat diesen Ansichten jedoch entgegen.

Nach der Erforschung der Bergsturzablagerungen in der Umgebung von Schwanden und Glarus (OBERHOLZER 1900) erkannte OBERHOLZER (1908a, b) westlich der Linth Überfaltungsdecken und in den Silbernen-Falten (ALB. HEIM 1882a) einen Deckenbau. OBERHOLZER & ALB. HEIM (1910) legten ihre Beobachtungen in einer Karte 1:50 000 dar. GANZ (1912) gliederte den mittleren Abschnitt der Kreide zwischen Muotatal und Klöntal, analog zu ARN. HEIM (1910a, b, 1913, 1916, 1917) in der Churfürsten-Mattstock-Kette. Ihre lithologische Gliederung suchten beide mit Fossilien paläontologisch zu festigen. OBERHOLZER (1933) hielt Stratigraphie, Tektonik und die jüngste Erdgeschichte vom Muotatal bis ins Churer Rheintal und vom Vorderrheintal bis zum Walensee fest. HELBLING (1938a, b) entwickelte anhand photogeologischer Studien eine Stockwerktektonik, wonach das Vorgehen der Decken längs inkompetenter Gleithorizonte zwischen Trias-, Jura- und Kreide-Stockwerk erfolgt wäre.

Durch STAUB (1954, 1961) und R. Trümpy (in STAUB & LEUPOLD 1945; TRÜMPY 1949, 1969) sowie zahlreichen Diplomanden und Doktoranden erfuhr die Glarner Geologie wichtige Impulse: HANTKE (1949) an der Silbernen und am westlichen Glärnisch, SCHINDLER (1953, 1959) am Vorder Glärnisch sowie am östlichen und südlichen Glärnisch. FREY (1958, 1965), SCHIELLY (1964, 1981) und STYGER (1961) entwickelten Konzepte zur Stratigraphie und Tektonik im hinteren Linthtal. Mit Detailkartierungen und Profilen in den helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal versuchte HANTKE (1961) die Stratigraphie und Tektonik zwischen Zentralschweiz, Linthtal, Churfürsten und Alpstein zu ergründen. TRÜMPY (1969) wagte eine palinspastische Korrelation und eine kinematische Analyse der helvetischen Decken der Ostschweiz. FÖLLMI (1986) und OUWEHAND (1987) untersuchten die helvetische Kreide. Detailaufnahmen für die Autobahn N2 liessen SCHINDLER (1969) die Tektonik am Urnersee mit jener am Glärnisch vergleichen. Dabei verband er den Axen-Südlappen mit der Axen-Decke im Glarnerland und den Axen-Nordlappen mit der Bächistock-Decke.

In neuerer Zeit kompilierten PFIFFNER et al. (2010) den tektonischen Bau des Helvetikums in Form einer Reihe von 1:100 000er-Spezialkarten. Das Gebiet von Blatt Linthal wird durch die Blätter Panixerpass (128/5) und Toggenburg (128/6) abgedeckt. Im Vordergrund stand die Kartierung der Spuren der Faltenachsen-ebenen von Grossfalten in einer abgedeckten Karte, was laterale Korrelationen von Grossstrukturen und einen tieferen Einblick in den tektonischen Grossbau erleichtert. Diese Karten wurden durch Erläuterungen ergänzt (PFIFFNER 2011).

STRATIGRAPHIE

HELVETIKUM

Die im Gebiet von Blatt Linthal auftretenden Sedimentgesteine dokumentieren die Ablagerungsgeschichte vom Perm bis ins Paläogen. Sie entstammen dem helvetischen Ablagerungsraum und liegen heute in unterschiedlichen tektonischen Einheiten und Stockwerken vor. Die Sedimente lassen sich wie folgt von unten nach oben gliedern: Über dem kristallinen Untergrund, der in dieser Region, abgesehen von einem kleinen abgescherten Schürfling bei Luchsingen, nur südlich des Kartengebiets, am Limmerensee (Blatt Tödi), zutage tritt, liegen die parautochthone mesozoischen Sedimente des Aar-Massivs. Von diesen abgeschert ist der Sedimentstapel des «Glarner Flyschs», bestehend aus der paläogenen Nordhelvetischen Flysch-Gruppe und tektonisch darüber folgenden südhelvetischen Sedimenten der Späten Kreide und des Paläogens, die dem Mättental- bzw. dem Schabell-Melange zugeschrieben werden. Darüber liegen zahlreiche kleinräumige Decken und Schuppen im Liegenden der Glarner Hauptüberschiebung. Diese in der Literatur als «subhelvetisch» bezeichneten Einheiten zählen zum neu definierten Unterhelvetikum. Zuoberst liegen die eigentlichen helvetischen Decken des Oberhelvetikums: der Glarner Deckenkomplex im Osten, die Axen- und Drusberg-Decke im Westen. Nördlich von Luchsingen erreicht der Glarner Deckenkomplex auch die Westseite des Linthtals und lässt sich dort in die stark ausgedünnte tiefere Glarner Decke und die höhere Mürtchen-Decke gliedern.

UNTERHELVETIKUM

AAR-MASSIV

PARAUTOCHTHONE SEDIMENTBEDECKUNG

Im hinteren Linthtal im südlichen Kartengebiet umfasst die parautochthone Schichtserie Kalke und Kalkmergel vom Späten Jura bis zur Frühen Kreide (Fig.1): Quinten-Formation, fragliche Zementstein-Formation, Öhrli-Formation sowie lokal Betlis-Formation, Helvetischer Kieselkalk und Tierwis-Formation (Drusberg-Member). Die Abfolge wird von Sedimenten des Paläogens (Nummulitenkalk und siltiger Mergel der Stad-Formation) abgeschlossen. Zuoberst liegt die Abfolge der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe mit einer Wechselfolge von Sandsteinbänken und Tonschiefer der Taveyannaz- und Elm-Formation («Sandstein-Dachschiefer-Komplex», BRÜCKNER 1937, STYGER 1961).

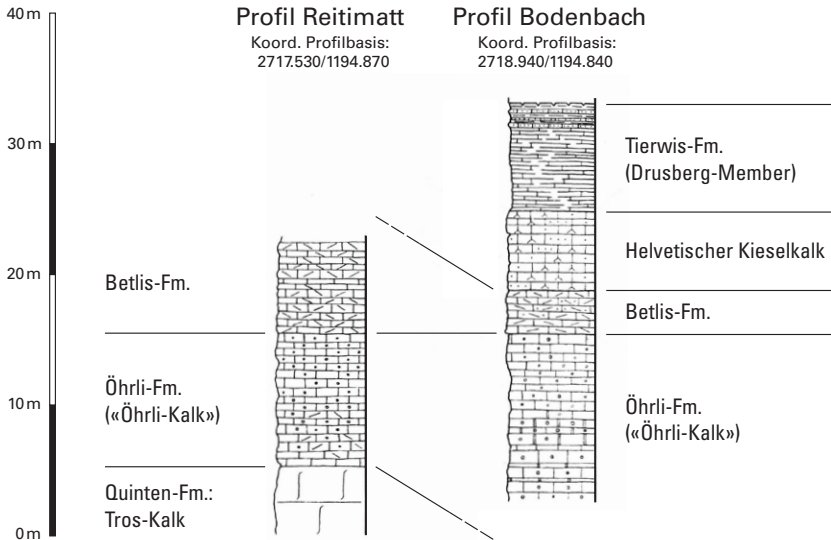


Fig. 1: Stratigraphische Detailprofile der parautochthonen Sedimentabfolge (Jura-Kreide) des Aar-Massivs im hinteren Linthtal (leicht verändert nach FREY 1965, Abb. 3). Für die Gesteinsbeschreibung siehe Text.

Beidseits des Limmerensees (Blatt Tödi) tritt in der «Tierfed-Aufwölbung» (STYGER 1961) das Kristallin des Aar-Massivs zutage. Während die darüber folgenden älteren mesozoischen Sedimente (Trias bis Mittlerer Jura) noch im Verbund mit ihrem kristallinen Untergrund stehen, sind die jüngeren Sedimente (Später Jura bis Paläogen) abgeschert und in zahlreiche Schuppen gegliedert (STYGER 1961, FREY 1965). Ins Kartengebiet reichen das Nordende der Chrummlau-Schuppe westlich der Linth und der Torkopf-Schuppe¹ (als Teil der Limmeren-Schuppen, STYGER 1961) östlich der Linth, nahe dem Talboden der Tierfed südlich von Linthtal.

¹⁾ Auf der aktuellen LK 1:25 000 als «Torchopf» bezeichnet.

Jura

i₇₋₈ Quinten-Formation

Hellgrau anwitternder, grob gebankter blauschwarzer feinkörnig-rekristallisierter Kalk, lokal mit Kieselknauern, baut die Felswände um Tierfed auf (STYGER 1961). In den Limmeren-Schuppen (unterhalb des Chlaggchopf gerade noch am südlichen Gebietsrand aufgeschlossen) sind Korallen im Kalk nicht selten. Die Mächtigkeit lässt sich aufgrund der tektonischen Beanspruchung nur schwer schätzen, beträgt aber sicher einige Dekameter. Feingeschichteter, gelegentlich siltiger Plattenkalk bildet zurückwitternde Bänder von 5–15 m Mächtigkeit. Der hell anwitternde splittrig-muschelig brechende feinstkristalline «Quintner Kalk» enthält bis zu drei Bänder von dünnplattigem, dunkelgrau anwitterndem Kalk mit mergelig-schiefrigen Schichtfugen. Es ist allerdings unklar, welches dieser Bänder dem Mergelband entspricht, das die Quinten-Formation in einen unteren und oberen Abschnitt unterteilt (FREY 1965, S. 16). Gegen oben schaltet sich eine Kalkbrekzie («Malm-Brekzie») ein. Altersmässig eingestuft wird die Quinten-Formation vom späten Tithonien bis in das früheste Berriasien (MOHR & FUNK 1995, FÖLLMI et al. 2007).

i₈ Tros-Kalk

Zuoberst in der Quinten-Formation stellt sich heller anwitternder, seit A. Escher nach Alp Tros am Mürtschenstock als Tros-Kalk (Member) bezeichneter Kalk mit rekristallisierten Korallen ein; diese sind in der Tierfed-Aufwölbung dunkler als am Mürtschenstock. FREY (1965) bezeichnet sie daher als «quintnerkalkfarbene Gesteine vom Troskalk-Habitus». Sie wurden in einem Flachmeer abgelagert.

Am Strässchen Reitimatt–Altenoren (südlich anschliessend, Blatt Tödi) geht nordwestlich von Pkt. 843 m (Koord. 2717.600/1194.720) feinkörnig rekristallisierter Kalk der Quinten-Formation seitlich in splittrig brechenden, gefleckten, teils onkolithischen, von feinkörnigen Schlieren und Lagen durchsetzten Kalk über. Die Matrix ist dolomitisiert. In dunklen Kalkkomponenten von 1–4 mm fand FREY (1965, S. 20) *Clypeina jurassica* FAVRE, die Tithonien-Alter bekundet.

Über Tros-Kalk folgt lokal (Mäderenrus bei Koord. 2717.325/1194.250) 20–25 m plattiger, grob gebankter, hell anwitternder Kalk mit einzelnen Lagen schiefrigen Kalks, den FREY (1965, S. 20f.) mit dem «Typus des streifigen Korallenkalks und blauschwarzen Quintner Kalks»² vergleicht. Er wird daher hier zum Tros-Kalk der Quinten-Formation gestellt.

² Die im Autochthon zwischen Tros-Kalk und Öhrl-Formation als «Zementsteinschichten» bezeichneten plattigen Kalkbänke (ARN. HEIM 1910b) führen diese Bezeichnung gemäss OBERHOLZER (1933) zu Unrecht (FREY 1965).

Kreide

c₁₀ Öhrli-Formation

Bei Tierfed folgt westlich der Linth über Tros-Kalk – nach einer Schichtfuge mit geringer Winkeldiskordanz – hell anwitternder oolithischer Kalk der Öhrli-Formation (FREY 1965). Dort transgrediert direkt auf Öhrli-Kalk gelb anwitternder paläogener Nummulitenkalk, gefolgt von Stad-Mergel. Das Alter der Öhrli-Formation ist mittleres bis spätes Berriasien (BURGER & STRASSER 1981, MOHR & FUNK 1995, FÖLLMI et al. 2007).

c₂₋₄ Betlis-Formation, Helvetischer Kieselkalk, Tierwis-Formation

Östlich der Linth ist entlang des Bodenbachs ein geringmächtiges Profil von frühkretazischen Einheiten aufgeschlossen (STYGER 1961, S. 57f., FREY 1965, Abb. 3): Die Abfolge beginnt über den Felix-und-Regula-Quellen (Koord. ca. 2718.3/1194.8) am südlichen Kartengebietsrand mit dünnplattigem Kalk der Quinten-Formation. Im Dach des «Oberen Quintner Kalks» stellen sich dolomitische Lagen ein, darüber folgt plattiger, teilweise schiefriger Kalk (Zementstein-Formation nach ARN. HEIM 1910b). R. Trümpy (in STYGER 1961) konnte zudem noch Betlis-Formation, Helvetischen Kieselkalk und 8 m Mergel des Drusberg-Members (Tierwis-Formation) feststellen (Valanginien – Barrémien, FÖLLMI et al. 2007). Aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit wurden die Formationen auf der Karte zusammengefasst dargestellt.

Von der am weitesten nach Norden reichenden Torkopf-Schuppe, die den Südrand des Kartengebiets beim Chlaggchopf (Pkt. 1946 m bei Koord. 2719.860/1194.090) gerade noch erreicht, geben OBERHOLZER (1933) und STYGER (1961, S. 43ff.) Detailprofile entlang des Mutsee-Wegs vom Tor südwärts (Blatt Tödi). Die recht vollständige Abfolge ist von unten nach oben wie folgt gegliedert:

– Jura

Quinten-Formation: 25 m dunkelgrauer Kalk, darauf 30 m hellgrauer dichter massiger Tros-Kalk, wandbildend, sowie darüber 15 m schiefriger plattiger Kalk (Tros-Kalk nach FREY 1965, Zementstein-Formation nach OBERHOLZER 1933).

– Kreide

Öhrli-Formation: ca. 36 m hell gelblich anwitternder, häufig oolithischer Kalk,

Betlis-Formation: 5 m hell gelblich anwitternder Echinodermenkalk,

Helvetischer Kieselkalk: 6 m schwarzgrau anwitternder blaugrauer Kalk, zuoberst bräunlicher Echinodermenkalk,

Tierwis-Formation (Drusberg-Member): 6 m brauner schiefriger Mergel, dann 3 m hellgrauer Kalk mit Austern (*Ostrea sinuata*, «Sinuata-Schichten») und

Schrattenkalk-Formation: 4–8 m spätinger hellgrauer Kalk mit Milioliden und Bryozoen.

– Paläogen

Bürgen-Formation: 1,5 m mürber, rostig anwitternder Sandkalk, mit *Nummulites* aff. *ura-*

nensis DE LA HARPE, *N. millecaput* var. *tenuissima*, massenhaft *N. helveticus* und Discocyclinen,

Klimsenhorn-Formation: 15 m quarzitischer Sandstein mit kleinen Nummuliten und Discocyclinen, die nach oben rasch aussetzen,

Wildstrubel-Formation: 15 m Glimmer führender schiefriger Mergel mit Globigerinen, dann 1 m Discocyclinenkalk,

Stad-Formation: 25 m Mergel mit – in kalkigeren Partien gehäuft – Globigerinen sowie

Taveyannaz-Formation: 10 m überwiegend gradierte Sandsteinbänke.

Paläogen

e₄₋₅ Bürgen-, Klimsenhorn- und Wildstrubel-Formation

Die von R. Trümpy (in STAUB & LEUPOLD 1945) festgestellte «Tertiärmulde von Rämseleorus» nördlich von Stelli westlich der Linth (bei Koord. 2717.400/1194.400) hat FREY (1965, S. 36ff.) detailliert kartiert und darin verschiedene Detailprofile aufgenommen (Fig. 2). Östlich der Linth beschreibt STYGER (1961) die Paläogenabfolge entlang des Bodenbachs (bei Koord. 2718.950/1194.835).

Westseite Linthtal

Im südlichen Seitenbach der Rämseleorus, dem Bacheinschnitt nördlich von Stelli, beschreibt FREY (1965, S. 38; vgl. Fig. 2) eine gut 20 m mächtige paläogene Abfolge. Sie beginnt mit der Bürgen-Formation (Lutétien, MENKVELD-GFELLER 1997) über Tros-Kalk bzw. Quinten-Formation: Etwa 2–4 m hellgrauer plattiger Kalk mit mm-dicken sandigen Bändern und Quarzsandstein mit Nummuliten- und Kalkbruchstücken. Über der Bürgen-Formation folgt ein 1,4 m hellgrau anwitternder plattig-schiefriger Nummulitenkalk (*Nummulites millecaput* BOUBÉE var. *tenuissima* ARN. HEIM, *N. cf. aturicus*, *N. helveticus* KAUFMANN; «Complanatenschicht») und ein ca. 5 m mächtiger Kalksandstein mit Discocyclinen und Nummuliten der Klimsenhorn-Formation (spätes Lutétien–frühes Bartonien, MENKVELD-GFELLER 1997). Der mit scharfem Kontakt darüber folgende, 10–12 m mächtige schiefrig-mergelige Sandkalk («Pectinitenschiefer») und im oberen Teil sandiger Mergel mit Glimmer führenden quarzitischen Sandsteinbänken zählen bereits zur Wildstrubel-Formation (Bartonien–Priabonien, MENKVELD-GFELLER 1997).

Ostseite Linthtal

Im Bodenbachprofil östlich der Linth (Fig. 2) findet man 8 m grobkörnigen glaukonitischen Quarzsandstein, an der Basis mit *Assilina exponens* (SOWERBY, 1840), *A. mamillata* (D'ARCHIAC, 1850), *Nummulites millecaput*, *N. helveticus*, *N. aff.*

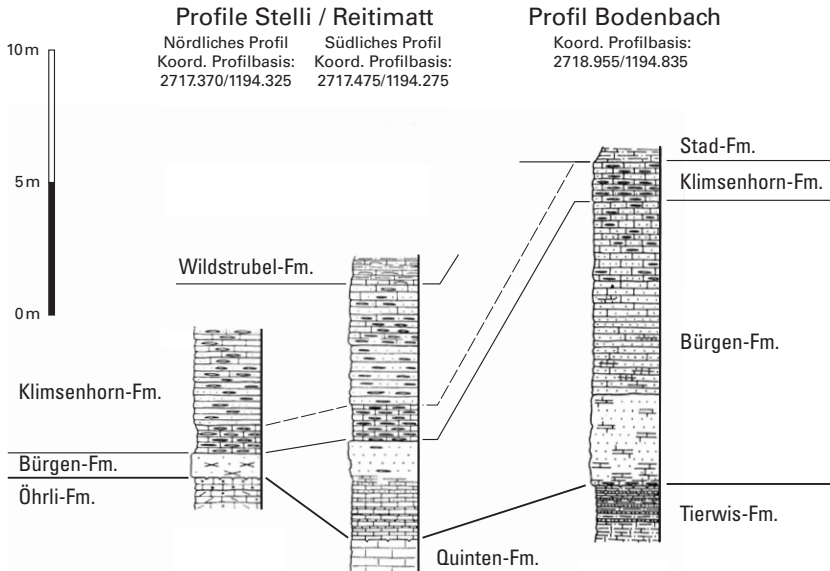


Fig. 2: Stratigraphische Detailprofile der parautochthonen Sedimentabfolge (Paläogen) des Aar-Massivs im hinteren Linthtal (verändert nach FREY 1965, Abb. 5a, b). Für die Gesteinsbeschreibung siehe Text.

uranensis DE LA HARPE und Discocyclusen, 2 m kalkigen Nummuliten-Quarzsandstein mit *N. millecaput* aff. *uranensis* und Discocyclusen sowie 2 m sterilen Quarzsandstein der Bürgen-Formation. Es folgen 0,5 m schiefrige «Complanatenschicht» mit *N. millecaput* var. *tenuissima* und 5 m Discocyclusenkalk der Klimsenhorn-Formation (MENKVELD-GFELLER 1997).

e₅₋₆ Stad-Formation

Den Abschluss der Profile in der Rämsele bildet fein laminiertes, schiefriges, fast siltfreies Mergel der Stad-Formation (Priabonien, MENKVELD-GFELLER et al. 2016). Der stratigraphische Zusammenhang ist jedoch nur selten erhalten; die Grenzflächen sind mechanisch beansprucht. An der Grenze Stad-/Taveyannaz-Formation zeigt sich kein abrupter Wechsel; der Übergang zur Taveyannaz-Formation ist vielmehr meist überall durch Wechsel von cm- bis dm-dünnen Sand-

steinbänken mit Mergel der Stad-Formation verbunden (STYGER 1961). Diese Übergangsfazies (FREY 1965, S. 64f.) von Stad-Mergel zu Flysch ist in der Muot-da-Rubi-Formation (MENKVELD-GFELLER et al. 2016) zusammengefasst, wird aber aufgrund ihrer geringen Ausdehnung in der Karte nicht separat dargestellt.

Die turbiditischen Sandkalkbänke enthalten viel effusives Material; Globigerinen treten in ihnen und im Taveyannaz-Sandstein auf. Oft finden sich Globigerinen mit benthischen Foraminiferen auch noch höher; insgesamt nimmt der Kalk- und Globigerinengehalt gegen oben allmählich ab (STYGER 1961). BRÜCKNER (1952) hat ein «deltaartiges», nordgerichtetes Vorgreifen der Schüttung des Taveyannaz-Sandsteins, faziell mit dem pelagischen Globigerinenmergel verzahnt, vermutet. Altersmässig entsprechen sie gemäss FREY (1965) vermutlich dem Kistenstöckli-Gipfelsandstein (spätes Priabonien, s. u.).

Weitere Aufschlüsse der Übergangsfazies (Muot-da-Rubi-Formation): Die bei Stelli (2717.430/1194.250) wenige Meter umfassende klastische Abfolge («Ghölzwald-Schichten») besteht aus schiefrigem Mergel mit cm- bis dm-mächtigen feinen Sandkalkbänken und gradiereten, Glimmer führenden Sandstein- oder Sandkalkbänken mit einem Quarzgehalt von 35–50%. Die Abfolge ist oben tektonisch begrenzt und vom Öhrli-Kalk der Chrummlau-Schuppe überfahren.

Vom Bodenbach notierte STYGER (1961, S. 57f. und S. 106ff.) über den paläogenen Nummulitenschichten (kleine Wasserfallstufe) 60 m Mergel der Stad-Formation mit einzelnen Sandkalkbänkchen. Darüber folgen 2,5 m schwärzliche, bis 10 cm dicke Sandkalkbänke mit Ton-schmitzen und kalkigen «Dachschiefer»-Zwischenlagen. In den obersten Sandkalkbänken treten erste vulkanische Komponenten, Andesitbruchstücke in Globigerinen führender Matrix, auf. Diese, von FREY (1965, S. 96f.) als «Ahornen-Schichten» bezeichnete Abfolge, bildet den Übergang in die nachfolgende Taveyannaz-Formation.

Über der Tierfehd-Aufwölbung folgt die Taveyannaz-Formation mit scharfem Kontakt auf lokal geringmächtigen Stad-Mergel. Nur am Kistenstöckli/Muot-da-Rubi (Blatt Tödi) ist mit 100 m Stad-Mergel und 120 m «Kistenstöckli-Schichten» (eine mit den «Ghölzwald-Schichten» vergleichbare Abfolge) eine mächtigere Paläogen-Abfolge erhalten. Diese besteht aus Glimmer-sandkalklagen und einer Feinkonglomeratbank. Die Fauna mit *Nummulites incrassatus* (DE LA HARPE, 1833) und *Heterostegina helvetica* KAUFMANN, 1867, weist auf spätes Priabonien hin.

Nordhelvetische Flysch-Gruppe

Eine mächtige Flyschabfolge befindet sich über dem Talboden des hinteren Linthtals. Es handelt sich dabei um verfalteten und geschieferten Sandstein und Tonstein der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe (MENKVELD-GFELLER et al. 2016). Sie sind ursprünglich im Ablagerungsraum der parautochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs sedimentiert worden, nachfolgend aber von ihrem autochthonen Untergrund weitgehend abgeschert worden (FREY 1965). Obwohl lokal stratigraphische Kontakte zur Stad-Formation bestehen (s. o.), bauen sie im Kartengebiet grossenteils tektonisch abgescherte Serien auf, die in Hausstock-, Leiterberg- und Vorstegstock-Scholle unterteilt wurden (SIEGENTHALER 1974). Darüber folgen, mit tektonischem Kontakt, «eingewickelte» Flyschkomplexe (LEUPOLD 1942). Dabei handelt es sich um früh aus dem süd- bis ultrahelvetischen Sedimentationsraum abgeglittene Flyschabfolgen, die später vom Oberhelvetikum (eigentliche helvetische Decken) überfahren wurden. Im Gebiet des Blatts Linthal

handelt es sich um «Wildflysch» mit stark ausgedünnten Resten, vor allem der südhelvetischen Blattengrat-Abfolge (OBERHOLZER 1933). Der Wildflysch findet seine Entsprechung im Mättental-Melange (vgl. HANTKE et al. 2013) bzw. im Schabell-Melange östlich der Linth (s. Abschnitt Ultrahelvetikum, S. 65). Das Melange keilt gegen Norden aus, so dass schon oberhalb von Rüti GL die Nordhelvetische Flysch-Gruppe direkt von Lochsiten-Kalk überlagert wird.

Die Abfolge der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe lässt sich wie folgt gliedern: Der tiefere Abschnitt zählt zur Taveyannaz-Formation (SIEGENTHALER 1974), der nachfolgende Abschnitt entspricht der Elm-Formation (FREY 1965, SIEGENTHALER 1974, MENKVELD-GFELLER et al. 2016). Die jüngste Formation der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe, die Matt-Formation («Flysch von Matt-Engi»), ist im Kartengebiet nicht aufgeschlossen. Die Matt-Formation enthält westlich des Kartengebiets auch den «oberen Altdorfer Sandstein» samt Gruontal-Konglomerat (BRÜCKNER 1937), sowie den Engi-Dachschiefer östlich des Kartengebiets (MENKVELD-GFELLER et al. 2016).

e₁-o_{1T} Taveyannaz-Formation

DE QUERVAIN (1928) führte eine umfassende petrographische Studie der Gesteine der Taveyannaz-Formation durch, in der er sich vor allem auf den Mineralbestand des Sandsteins konzentrierte. BRÜCKNER (1937) und VUAGNAT (1944, 1952) haben festgestellt, dass die petrographische Zusammensetzung der Taveyannaz-Formation sich innerhalb der Abfolge ändert. Der dunkelgrüne, teils gesprenkelte Taveyannaz-Sandstein führt Bruchstücke von Hornblende- und Augit-Andesit sowie Spilit bzw. von zersetztem Andesit ohne dunkle Gemengteile. Gegen oben nimmt der Effusivtrümmergehalt ab; an die Stelle der Andesitfragmente tritt in hellgrünem und grauem Sandstein Albit- bzw. Chlorit-Spilit.

Ein deltaisches Ablagerungsmilieu, wie es BRÜCKNER (1952) postuliert hatte, kann ausgeschlossen werden (RADOMSKI 1961, S. 454). SINCLAIR (1992) zufolge baute die turbiditische Sedimentabfolge der Taveyannaz-Formation einen nach Osten gerichteten submarinen Schuttfächer in einem Akkretionskeil auf. Neuste Datierungen zeigen zudem, dass die Sedimentation auch im Glarnerland bereits während des Späten Eozäns begann (LU et al. 2018).

FREY (1958) fand an der Ostflanke des Chamerstock zwischen Bogglauihorn und Appengruebrus zwei mächtige Sandsteinlagen der Taveyannaz-Formation, wie sie STYGER (1961) im Norden der Vorstegstock-Decke ebenfalls beobachten konnte. Am Chamerstock wird die Taveyannaz-Formation wie am Vorstegstock gegen Norden geringmächtiger. In Hintersulz erreicht sie mit 150 m ihre grösste Mächtigkeit im Kartengebiet (STYGER 1961); eine 55 m mächtige Abfolge der Taveyannaz-Formation beschreibt er im Bodenbachprofil folgendermassen (von unten nach oben):

- 15 m Tonschieferlagen und düster anwitternde blauschwarze Sandsteinbänke, 7 m und 5 m mächtig,
- 5 m Sandsteinbänke mit bis 5 mm grossen Ergussgesteinsbrocken und Discocyclinen,

- 23 m Wechselfolge von bis 0,7 m dicken Sandsteinbänken (Typ IV) und bis 0,3 m dicken Dachschieferlagen, die in gefleckten Sandstein mit Globigerinen, Gümbelinen, Milioliden und Dachschieferlagen übergehen. Eine Bank von 10 cm zeigt den Charakter des basalen Sandsteins der Elm-Formation,
- 7 m (2 m und 5 m mächtige) Sandsteinbänke mit Globigerinen,
- 5 m Sandsteinbänke («Oberer Taveyannaz-Horizont»), in gefleckte Serie mit Dachschieferlagen übergehend,
- 8 m Sandsteinbänke, wechsellagernd mit feinkörnigen Sandsteinbänken mit Dachschieferzwischenlagen,
- 3 m Sandsteinbänke mit Dachschieferzwischenlagen mit Globigerinen.

e₁-o₁ *Vorwiegend schiefriger Tonstein, gelegentlich mit Sandstein*

Sowohl innerhalb als auch zwischen den sandsteindominierten Abschnitten der Formationen der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe treten sehr häufig mehrere Meter bis Dekameter mächtige feinkörnige Abschnitte auf (STYGER 1961), die zuweilen als «Dachschiefer» bezeichnet werden, obwohl sie lithostratigraphisch und altersmässig nicht dem Engi-Dachschiefer der Matt-Formation zugeordnet werden können. Sie bestehen aus vorherrschend schiefrigem Tonstein, der häufig auch stärker sandig sein kann und gelegentlich feinkörnige Sandsteinbänkchen enthält. Diese feinkörnigen Abschnitte erlauben keine zuverlässige stratigraphische Zuordnung; in der Karte sind nur die mächtigen Tonsteinabschnitte mit mehr als ca. 20 m dargestellt.

o_{1E} **Elm-Formation**

Stark verfaltete Abfolgen der Elm-Formation («Unterer Altdorfer Sandstein» sensu BUXTORF 1912, BRÜCKNER 1937) finden sich vor allem im Gebiet des Durnachtals, wo sie im Süden und Osten auf die Taveyannaz-Formation folgen. Gemäss den lithologischen Beschreibungen des Flyschs im Bodenbachprofil (STYGER 1961) beginnt die Elm-Formation oberhalb eines ersten mehrere Zehnermeter mächtigen Tonschieferabschnitts mit einem konglomeratischen Horizont von gut gerundeten, bis 2 cm grossen feinkörnigen Sandkalkgeröllen in schiefrigem sandigem schwärzlichem Tonstein; die übrige Abfolge besteht aus einer Wechselfolge von 10–15 m mächtigem bläulich anwitterndem, meist feinkörnigem Sandstein mit dünnen Tonsteinzwischenlagen und 20–50 m mächtigem schiefrigem Tonstein.

Der Übergang in den «Oberern Altdorfer Sandstein» (sensu BUXTORF 1912, heute Matt-Formation) ist im Kartengebiet nirgends aufgeschlossen.

Decken und Schuppen im Liegenden der helvetischen Hauptüberschiebung

Unterhalb der helvetischen Hauptüberschiebung liegen Schuppen und Decken, die im Liegenden der helvetischen Hauptüberschiebung gegen Norden mitgeschleppt wurden («subhelvetisch» im Sinne von TRÜMPY 1945, 1969, s.a. SCHMID 1975, PFIFFNER 1978). PFIFFNER (1978, 2015) betrachtet diese Einheiten als Teil des von ihm definierten Infrahelvetikums (=Unterhelvetikum im Sinne der vorliegenden Erläuterungen). Paläogeographisch entstammen sie dem Ablagerungsraum zwischen dem Autochthon des Aar-Massivs im Norden und den oberhelvetischen Sedimentdecken im Süden. Im Kartengebiet handelt es sich dabei um die Griesstock-Decke, den Clariden-Schuppenkomplex und die Fiseten-Orthalden-Schuppen. Sie sind vor allem im Gebiet Schächental-Klausenpass-Linthal aufgeschlossen, stark deformiert und von der oberhelvetischen Axen-Decke überfahren worden.

GRIESSSTOCK-DECKE

Während die Schichtreihe der Griesstock-Decke westlich des Klausenpasses vom Kalk der Quinten-Formation bis zum Sandstein der Taveyannaz-Formation der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe reicht (Später Jura bis frühestes Oligozän; ALB. HEIM 1906, BRÜCKNER 1937, 1943, BRÜCKNER & ZBINDEN 1987), besteht sie östlich des Passes fast nur aus Kalk der Quinten-Formation (Später Jura bis evtl. Frühe Kreide; FREY 1965). Die jüngeren Schichtglieder sind auf Mergel von ihrer Unterlage abgeschert und liegen heute vermutlich in der Wageten-Kette und im Chapfenberg am Alpennordrand (TRÜMPY 1969).

Jura

i_{7-8G} Quinten-Formation

Vom Wängiswald und von der Chlus beschrieb ALB. HEIM (1906) kantendurchscheinenden troskalkartigen Kalk, der mancherorts Korallen, seltener Crinoidentrümmer führt. Beim Strassenausbau fand FREY (1965) nördlich des Bergli-Ranks den Abdruck von *Lithacoceras (Progeronia)* sp., ein Ammoniten-Subgenus, das im frühen Kimmeridgien einsetzt. Da der Quintner Kalk der Griesstock-Decke im Osten wurzelwärts von unten schief angeschnitten wird, ist nur der oberste Teil erhalten; aus dem Fund kann daher nicht auf das gesamte Alter geschlossen werden. Im dunklen Kalk der Fruttberge, von Alpberg und Auplanggen findet sich auch Troskalk-Fazies.

Von der Chlus über Wängiswald fällt die von Scherflächen durchsetzte Griesstock-Decke gegen NNW zum Urner Boden ab. Da die Unterlage nirgends

zutage tritt, ist ihre Mächtigkeit zwischen Vorfrutt und Jägerbalm kaum abzuschätzen (FREY 1965). Basis und Dach der Kalkplatte, welche die tieferen Hänge im Wängiswald und des Fruttbergs aufbaut, sind tektonisch rekristallisiert, oft dolomitisiert. Wo die Decke ausdünn, ist der Kalk ausgewalzt. Durch leicht dolomitisierten Kalk verlaufen im Wängiswald und in den Auplanggen von Scherzonen begrenzte Brekzien sowie längs Störungen gebildeter und zerbrochener Dolomit.

Gemäss FREY (1965, S.202) steht der über dem Kalk liegende schiefrige Mergel der Stad-Formation nicht in stratigraphischem Kontakt mit der Quinten-Formation der Griesstock-Decke, sondern ist vielmehr tektonisch überschoben; die Stad-Formation ist somit Teil der Klausenpass-Schuppen (s.u.).

CLARIDEN-SCHUPPENKOMPLEX

FREY (1965) konnte die faziellen und geometrischen Zusammenhänge der verschiedenen tektonischen Einheiten in der östlichen Clariden-Kette weitgehend klären. Seine «höheren Schubmassen der Clariden-Kette» lassen sich – über der Griesstock-Decke und unter dem Lochsiten-Kalk gelegen – als Clariden-Schuppenkomplex («Clariden-Elemente», FREY 1965) darstellen und wie folgt gliedern:

- *Chamerstock-Schuppe*: Von Tros-Kalk bis in die Pectinidenschiefer der Wildstrubel-Formation (Tierberg-Member) reichende Abfolge des östlichen Chamerstock,
- *Geisstritt-Schuppe*: Westteil des Chamerstock,
- *Stichplatten-Schuppe*: Von der Stoldenus (südlich des Rietstöckli, Nordseite Fätschbach) bis zur Wandstufe unter Nussbüel mit ihrer frontalen Abspaltung in der Rus und darunter liegende Stoldenus-Schuppe oberhalb der Klausenstrasse,
- *Klausenpass-Schuppen*: Spätkreide/Eozän-Lamellen inkl. Fulfad-Zug (F. Freys «Serie über dem Steinberg» vor der Front der Geisstritt-Schuppe).

CHAMERSTOCK-, GEISSTRITT- UND STICHLATTEN-SCHUPPE

Beim Clariden-Schuppenkomplex handelt es sich um mehrere teilweise tektonisch reduzierte und kompliziert aufgebaute Schuppen («Clariden-Elemente» FREY 1965, S.129ff.). Direkt über der Griesstock-Decke liegen die Chamerstock-Schuppe und die Geisstritt-Schuppe (Fig.3) sowie kleinere Schuppenspäne der Klausenpass-Schuppen; darüber folgt die Stichplatten-Schuppe (inkl. Stoldenus-Schuppe). Ihre Gesteinsabfolgen umfassen Späten Jura, Kreide und Paläogen (Angaben v. a. nach FREY 1965). Da die Gesteinsabfolgen in allen Schuppen recht ähnlich aufgebaut sind (vgl. Fig. 4), werden sie hier gemeinsam besprochen.

Ausführliche lithostratigraphische Profile liefert FREY (1965) für die Chamerstock-Schuppe (FREY 1965, S. 137–139 sowie Taf. 4, Profile 15, 16), detaillierte Profildarstellungen für die Stichplatten-Scholle (FREY 1965, Taf. 4, Profile 17–23):

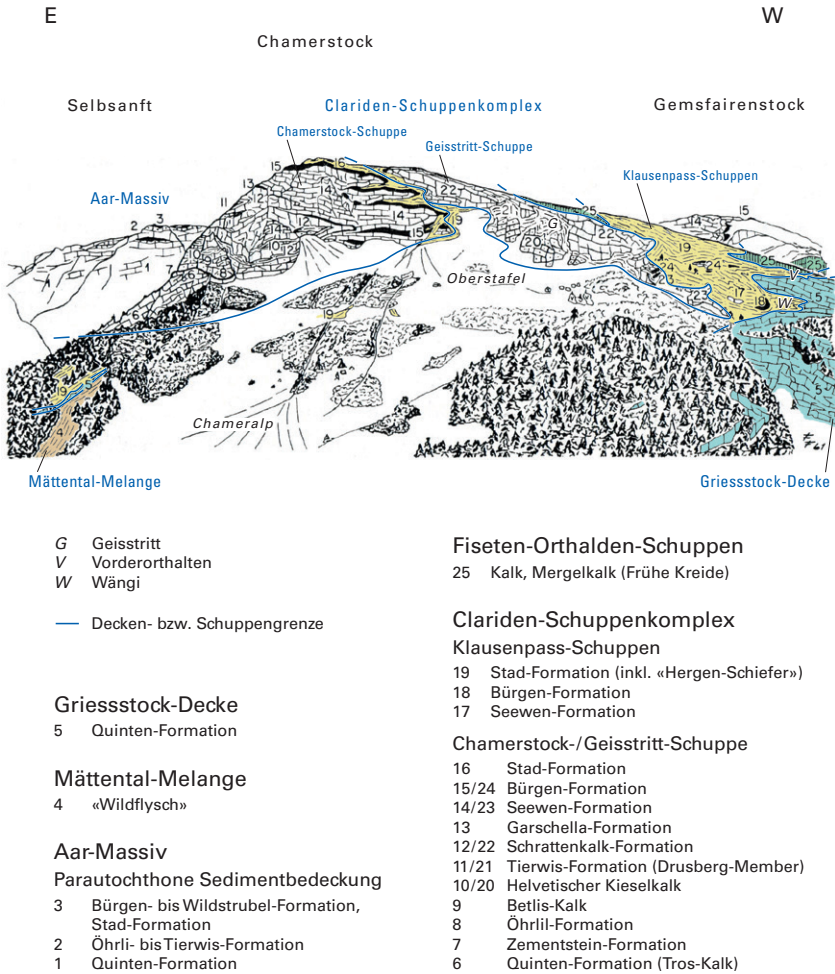


Fig. 3: Geologische Skizze des Chamerstock-Nordabfalls, Blick von Friteren-Unter-Stafel (Pkt. 1480) gegen Süden, leicht verändert nach F. Frey (in BRÜCKNER et al. 1967, Fig. 9). Farblich hervorgehoben sind das Mättental-Melange (hellbraun), die Griesstock-Decke (blau), die Stad-Formation des Clariden-Schuppenkomplexes (gelb) und die Fiseten-Orthalden-Schuppen (grün).

- Geisstritt Pkt. 1791 (Koord. 2715.535/1195.35, Profil 4),
- Chamerstock-Südostwand (Koord. 2716.395/1194.515, Profil 15) und Chamerstock-Nordostgrat Pkt. 1845 (2716.580/1195.160, Profil 16; vgl. Fig. 4),
- Stoldenus: Ostarm (Koord. 2716.590/1196.905, Profil 17), Nordarm (2716.670/1196.940, Profil 18) und Hauptarm (2716.470/1196.950, Profil 19),
- Balm (Koord. 2716.730/1196.955, Profil 20), Fruttlaui (2717.185/197.350, Profil 21),
- Stichplattenrus (Koord. 2717.380/1197.540, Profil 22), Stichplatten (2717.140/1197.640, Profil 23; vgl. Fig. 4).

Jura

i₇₋₈ Quinten-Formation

Am Chamerstock finden sich nur an der Basis der Kalkwände nördlich und nordöstlich von Mäderen wenige Meter eines hellgrau anwitternden, dunkelgrauen splittrigen und meist feinkörnigen Kalks der Quinten-Formation.

Tros-Kalk

Die Abfolge der Quinten-Formation setzt in der Chamerstock-Schuppe meist erst mit Tros-Kalk (spätes Tithonien – frühestes Berriasien, MOHR & FUNK 1995, FÖLLMI et al. 2007) ein, so in der tiefsten Fluh der Chamerstock-Südostwand. Mit Tros-Kalk beginnt auch die Quinten-Formation der Stichplatten-Schuppe nördlich des Fätschbachs.

Wo vorhanden, trennt meist eine Bankungsfuge den hell anwitternden, lokal gelblichen Tros-Kalk vom liegenden dunkelgrauen Quintner Kalk. Der parallel-epipedisch brechende Tros-Kalk ist im Bruch hell und wachsartig kantendurchscheinend, zuweilen bräunlich und feinkörnig rekristallisiert, in der Wisswand am Chamerstock weiss und zuckerkörnig. Der Tros-Kalk der Chamerstock-Schuppe ist um 80m mächtig; in der Stichplatten-Schuppe der Balmwand über dem Fruttberg erreicht er um 70m.

Kreide

Die sehr geringmächtigen Kreideformationen setzen stets scharf über hellem Tros-Kalk ein; die einzelnen Schichtglieder sind jedoch nicht überall gleich ausgebildet. Ausgeprägte Unterschiede zeigen sich gegenüber den Kreideeinheiten der Fiseten-Orthalden-Schuppen. Aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit und der sich lokal daraus ergebenden schmalen Ausbissbreite wurden verschiedene Kreideformationen auf der Karte aus kartographischen Gründen teils zusammengefasst dargestellt. Dies betrifft die Sammeleinheiten **c₁₋₂**, **c₃₋₄** und **c₄₋₈**.

c₁ Zementstein-Formation, Öhrli-Formation

Zementstein-Formation

Die hell anwitternden Flöhe von Tros- und Öhrli-Kalk sind durch ein zurückwitterndes Band getrennt. In der Chamerstock-Südostwand und in den Stichplatten bildet zerscherte Zementstein-Formation (Berriasien) ein schmales grasbewachsenes Sims. Der splittrig-muschelig brechende, teilweise schiefrige Kalk ist blauschwarz und wittert gelbbraunlich an. An der Chamerstock-Ostflanke ist er feinspätig-onkolithisch. Am Grat nordwestlich von Ober Bärenboden zum Turm enthält er Dasycladaceen, Milioliden, Bryozoen und Echinodermentrümmern.

Schwach siltige und feinonkolithische Horizonte finden sich in der Stichplatten-Schuppe, wo sich schiefriger Kalk in den plattigen Kalk einschaltet. Die aufgrund der weicheren Lithologie lokal schwankende Mächtigkeit der Zementstein-Formation beträgt in der Chamerstock- und Stichplatten-Schuppe max. 10 m.

Öhrli-Formation

Die Öhrli-Formation (Berriasien) folgt mit scharfer Grenze auf Zementstein-Formation. «Unterer Öhrli-Mergel» bzw. Palfris-Formation fehlt. Auf der Nordseite der oberen Fruttlau (Koord. 2717.180/1197.350/1200 m) bildet ein zurückwitterndes Band von 20–30 cm Mächtigkeit die Basis der Öhrli-Formation der Stichplatten-Schuppe. Das splittrig brechende Mikrokonglomerat führt gerundete Komponenten von 0,1–2 cm Grösse. Der feinkörnige, gelegentlich auch schwach siltige und onkolithische Kalk ist meist hellgelbgrau bis bräunlich. In von rostigen Schlieren durchzogener Grundmasse liegen Gesteinsfragmente, Echinodermentrümmern sowie Onkoide mit *Trocholina alpina* (LEUPOLD) und *Nautiloculina cf. oolithica* MOHLER.

In der Chamerstock-Schuppe geht 10–12 m mächtiger, schwach onkolithischer Kalk in grobkörnigen Onkolith mit Feinkonglomeratpartien über. Am Grat Turm gegen Ober Bärenboden liegt zuoberst ein feinspätig-onkolithischer Kalkarenit. In der Stichplatten-Schuppe zeigt sich über dem Feinkonglomerat im 12–18 m mächtigen Kalk eine vergleichbare Faziesentwicklung: Der obere Teil besteht aus einer Wechselfolge von dickbankig-plattigem und feinonkolithischem Kalk. Trotz tektonischer Beanspruchung ist der aus 0,4–3,5 mm grossen Onkoiden aufgebaute Kalk oft kaum deformiert. Der Kalk enthält gerollte Trümmern von *Trocholina alpina*, *T. elongata* und *Pseudocyclammia cf. lituus* YABE & HANZ. Bis zuoberst treten bis zu 5 mm grosse Trümmern von feinstkörnigem weinrotem und gelblich grauem Kalk auf.

c_{2B} Betlis-Formation

Die Zweiteilung der Betlis-Formation (Valanginien) in einen tieferen plattigen und einen höheren, eher massigen Kalk ist in der Chamerstock-Schuppe weniger markant als in der Stichplatten-Schuppe. In der Chamerstock-Schuppe erreicht die Betlis-Formation eine Mächtigkeit von 8–12 m, ist lokal aber bis auf wenige Dezimeter ausgequetscht. Am Grat Turm–Ober Bärenboden findet sich Onkolith. In der mittleren Chamerstock-Südostwand folgt über schiefbrigem Kalk massiger spätiger Crinoidenkalkarenit, im Dach eine Wechselfolge von dünn- und dickplattigem hell- und dunkelgrauem feinspätigem und onkolithischem Kalk. Am Chamerstockgrat schaltet sich östlich des Gipfels in dunkelgrauen feinkörnigen Kalk eine rekristallisierte schlierige hellbräunliche Bank von 2–3 m Dicke ein, die dem gröberen Onkolith in der oberen Betlis-Formation der Gämshäfen-Südostflanke entspricht. Der in der Stichplatten-Schuppe 6–8 m mächtige feinspätig-onkolithische Kalk erscheint im Bruch dunkel.

Über dem Kalk treten stark sandige Schichten zutage, die als Pygurus-Member interpretiert werden können. Aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit sind sie auf der Karte nicht separat dargestellt.

In der Chamerstock-Schuppe liegt über feinspätigem bis feinonkolithischem Kalk der Betlis-Formation ein ca. 6 m mächtiger raufächiger grobkörniger Crinoidenkalkarenit. Seine tiefere Partie ist von Feinsandschlieren mit knapp 1 mm grossen Phosphoritkörnern durchzogen. An der Westflanke des Turms (Pkt. 1845 m) lassen sich darin Glaukonitfetzen erkennen. Quarzkörner (25–10%) und Crinoidentrümmer (60–15%) nehmen gegen oben ab. In der Stichplatten-Schuppe ist der sandige Crinoidenkalkarenit über dem Kalk gut entwickelt. Sein Quarzgehalt fällt gegen oben von 40% auf 25%; Phosphoritknollen fehlen. Er ist hier mit ca. 10 m etwas mächtiger ausgebildet.

c₃ Helvetischer Kieselkalk

Im Helvetischen Kieselkalk (Hauterivien, FUNK 1969) lässt sich zwar im ganzen Gebiet das Lidernen-Member erkennen, auf der Karte jedoch nicht darstellen. Der ältere Abschnitt ist im Clariden-Schuppenkomplex als feinsandiger Kalk ausgebildet, die Matrix mancherorts etwas kieselig; echter Kieselkalk fehlt jedoch. In der 14–16 m mächtigen Abfolge in der Chamerstock-Schuppe sind die untersten, lokal rostfleckigen Bänke feinspätig und quarzreich. Im folgenden Feinsandkalk finden sich lagenweise bis kopfgrosse Knauer eines rauen, schwach kieseligen siltigen Kalks. Der Sandgehalt nimmt gegen oben ab. Es folgt 3,5 m schiefriger, leicht spätiger mergelig-feinsandiger Kalk mit glaukonitischen Schlieren. In der Stichplatten-Schuppe liegen 15–18 m dieses Abschnitts mit scharfer Grenze auf Betlis-Formation. Das plattige bis massige Gestein ist sandärmer als am Chamerstock. Im Bruch feinspätiger siltig-feinsandiger Kalk zeigt Feinschichtung. An der Balmwand deuten Tonhüte und längliche Knauer eine flachwinklige Schrägschichtung an.

Lidernen-Member

In der Chamerstock-Schuppe folgt über schwach glaukonitischem mergelig-feinsandigem Kalk eine 2,2–4 m dicke rostig grün-schwarz anwitternde glaukonitische Bank, die sich von der selben Bank am Langfirn nur durch einen geringeren Feinsandgehalt (1–2 %) unterscheidet. Durch Abnahme von Glaukonit und Zunahme von Quarz geht die Bank in feinsandigen Glaukonitkalk über. In der Geisstritt-Schuppe am westlichen Chamerstock erreicht der feinspätige feinsandig-siltige Glaukonitkalk 0,6–1 m, gegen den Geisstritt etwa 4 m Mächtigkeit. In der Stichplatten-Schuppe sind die glaukonitische Bank oder Glaukonitkalk massig. Im östlichen Arm der Stoldenrus enthalten sie Schalenrümmer und erreichen 2–3 m, unter der Balmwand nur wenige Dezimeter Mächtigkeit. In der Stichplattenrus schwillt die braunschwarz anwitternde Glaukonitbank mit limonitischen Glaukonit- und Kalzitkörnern gegen 5 m an.

Über dem Lidernen-Member folgt der 1,2–1,5 m mächtige obere Abschnitt des Helvetischen Kieselkalks. Der hell anwitternde plattige feinspätige Feinsandkalk ist im Bruch heller als jene des unteren Abschnitts; zudem ist er geschichtet und von Tonhäuten durchzogen. Am Grat nordwestlich von Ober Bärenboden erreicht der feinsandig-spätige Kalk 1–1,5 m Mächtigkeit, während er in der Chamerstock-Südostwand über weite Strecken fehlt. In der Stichplattenrus ist das Dach des Lidernen-Members der Stichplatten-Schuppe scharf begrenzt. Der feinsandige Kalk des folgenden Abschnitts ist leicht mergelig und geht allmählich in das Drusberg-Member der Tierwis-Formation über.

c_{4D} Tierwis-Formation

Das Drusberg-Member der Tierwis-Formation (Barrémien) besteht aus zwei lithologisch verschiedenen Abfolgen, deren stratigraphischer Zusammenhang nur an wenigen Stellen erhalten ist. Der lithologische Wechsel von älterem Kalkmergel («Drusberg-Schiefer») zu jüngerem Kalk («Sinuata-Schichten») hat als Bewegungshorizont gedient und eine tektonische Grenzfläche gebildet. Der splittrige schiefrige Kalkmergel ist vielfach zerdrückt oder ausgequetscht, anderorts angehäuft; wechselnde Mächtigkeiten sind daher vermutlich tektonisch bedingt. Nahezu in der ursprünglichen Mächtigkeit von 8–10 m ist der schiefrige Kalkmergel und Mergelkalk in der Chamerstock-Südostwand (Chamerstock-Schuppe) und in der Stichplattenrus (Stichplatten-Schuppe). Der untere Abschnitt der Tierwis-Formation besteht am Chamerstock aus schiefrigem Mergelkalk, gefolgt von einer schiefrigen Wechselfolge von siltig-kalkigem Mergel und sprödem Kalkmergel.

Stärkerem fazielltem Wechsel ist der folgende, hellgrau bis bräunlich anwitternde Kalk («Sinuata-Schichten») unterworfen. Am Kontakt zur hangenden Schrattenkalk-Formation ist lokal 10–30 cm schiefriger dunkelgrauer mergeliger Kalk als Schichtfuge erkennbar. Am östlichen Chamerstock führt 1,5–4 m plattiger Kalk rekristallisierte Schalenrümmer. Nach einer Schichtfuge folgt 3–5 m mäch-

tiger mergelig-siltiger Kalk mit Tonhäuten mit rekristallisierten Trümmern von Muscheln, Crinoiden und Bryozoen. Er bildet mit der folgenden Schrattenkalk-Formation morphologisch eine Einheit. Nordwestlich des Geisstritts liegen 4–6 m dunkelgrau anwitternder, lagenweise von Kalzitadern durchzogener siltiger Mergelkalk und Glimmer führender, späterer Silt- und Feinsandkalk mit verkiesselten Austernfragmenten. In der Stichplatten-Schuppe erreicht der zwischen den östlichen Armen der Stoldenus liegende plattige, Austernschalen führende feinsandig-onkolithische Kalk ca. 8 m (bei Koord. 2716.585/1196.900/1250 m, 2717.420/1197.640/1275 m).

c₄₋₅ **Schrattenkalk-Formation**

Die Schrattenkalk-Formation (Barrémien–Aptien) lässt sich durch das Rawil-Member («Orbitolinenschichten») in einen unteren und oberen Abschnitt gliedern. Diese Gliederung kann aufgrund der geringen Mächtigkeiten auf der Karte jedoch nicht dargestellt werden.

«Unterer Schrattenkalk»

In der Chamerstock-Schuppe erreicht die Mächtigkeit des unteren Abschnitts der Schrattenkalk-Formation in der Chamerstock-Südostwand gegen 30 m, in der Nordwand selten über 8–10 m. Am Turm (Pkt. 1845m) erscheint der hellgraue massive Kalk onkolithisch mit Milioliden, Bryozoen und Echinodermentrümmern; gegen Südwesten ist er feinkörnig und rekristallisiert. In der Geisstritt-Schuppe nehmen die 15–25 m des «Unteren Schrattenkalks» in den Chrächen ein von tiefen Schratten und Dolinen durchsetztes Karrenfeld ein. Der Kalk ist arenitisch bis onkolithisch, führt *Salpingoporella mühlbergi* DE LORENZ, Milioliden, hochkonische Präorbitolinen und Schalenrümmern. In der Stichplatten-Schuppe erreicht der hellblaugraue bis bräunlich graue, Milioliden führende Kalk 10–20 m Mächtigkeit.

Rawil-Member

In der Chamerstock-Schuppe beginnt das Rawil-Member mit 1,5–4 m mergelig-siltigem Orbitolinenonkolith. Nordöstlich des Ostgipfels folgen 1,5–2 m siltiger Mergelkalkschiefer mit Orbitolinen. In der Südostwand endet die Abfolge in einem Wechsel von feinspätigem siltig-mergeligem onkolith und onkolithischem siltig-mergeligem Kalk mit Orbitolinen, Echinodermen- und Muschelrümmern. In der Geisstritt-Schuppe fand FREY (1965) im Rawil-Member unter der hellgrauen Kalkplatte der Chrächen dunkelgrauen spätigen und onkolithischen Kalk mit Milioliden, Bryozoen, *Salpingoporella* und hochkonischen Präorbitolinen der Gattungen *Orbitolinopsis* und *Coskinolina*. In der Stichplatten-Schuppe sind 5–6,5 m knorriger Orbitolinenonkolith von dünnen schiefrigen Mergelkalklagen mit Orbitolinen durchsetzt.

«Oberer Schrattenkalk»

In der Stichplatten-Schuppe folgt der obere Abschnitt der Schrattenkalk-Formation mit 8–12 m gelbgrau anwitterndem gebanktem Kalk mit 2–3 mm grossen Onkoiden, Milioliden, Orbitolinen, konische Präorbitolinen, Bryozoen und *Salpingoporella* sp. In der Chamerstock-Schuppe fehlt dieser Abschnitt.

c₆₋₈ Garschella-Formation

Die Garschella-Formation (Albien–Cénomanien) ist nur sehr geringmächtig ausgebildet (2–4 m), stellenweise fehlt sie völlig. Es treten nur die jüngsten bzw. obersten Anteile des Selun-Members (Albien–Cénomanien) in Erscheinung: Aubrig-Schichten und Kamm-Bank. In der Chamerstock-Schuppe liegt mit scharfer Grenze dunkelgrau anwitternder mergeliger, kaum glaukonitischer Sandkalk mit lagenweise elliptisch geformten Knollen eines feinkörnigen Kalks («Knollenschichten») direkt auf dem Rawil-Member; es folgt dann lokal eine glaukonitische Kalkbank. Beide Schichtglieder werden heute in den Aubrig-Schichten zusammengefasst. An der Geländerippe westlich von Ober Bärenboden (bei Koord. 2715.770/1194.000) hat OBERHOLZER (1933) im mergeligen Kalksandstein *Mariella bergeri* (BRONGNIART) gefunden; in der Geisstritt-Schuppe fehlt die Garschella-Formation völlig. Mit Ausnahme des geringmächtigen phosphoritischen Kalksandsteins (Kamm-Bank) fehlt die Garschella-Formation auch in der Stichplatten-Schuppe über weite Strecken. In der Umbiegung der Stichplattenabfolge östlich des Stoldenus-Haupttasts liegt die knorrige Kamm-Bank auf «Oberem Schrattenkalk» (2716.470/1196.950/1330 m). Der zähe hellblaugraue Kalksandstein ist glaukonitfrei und führt bis cm-grosse Phosphoritknollen. Gegen Nordosten keilt die Bank aus; zwischen Schrattenkalk und Seewen-Kalk tritt dort 0,8–1,2 m schiefriger braunschwarzer kalkig-siltiger Mergel mit Tonhäuten auf.

c₉₋₁₀ Seewen-Formation

Hellgelbgrau anwitternder, 25–35 m mächtiger Kalk der Seewen-Formation (Cénomanien–Turonien) bildet den Abschluss der Kreideabfolge. Über dem Steinberg (Blatt Linthal: Auberg, Koord. ca. 2715.200/1195.400) erreicht er 12–18 m, ist plattig und führt benthische Foraminiferen (Orbulinarien). Massig und kaum von Tonhäuten durchzogen ist der Seewen-Kalk am Südwestende der liegenden Antiklinale oberhalb der Alp Wängi und in den Schuppen am Grat östlich der Chameralp (westlich Ober Stafel). In der Chamerstock-Schuppe besteht der Kalk aus 25–40 m plattigem, im Bruch dunkelblaugrauem Kalk, in den sich hellere Lagen mit Orbulinarien einschalten. Der 12–15 m mächtige Kalk der Geisstritt-Schuppe ist im Bruch hell; Tonhäute sind immer vorhanden. Bei Koord. 2715.430/1194.900/1930 fand FREY (1965) *Globotruncana* gr. *lapparenti*.

Im östlichen Ast der Stoldenrus liegt auf 1200 m schiefriger feinlaminiertes, von Tonhäuten durchzogener Kalkmergel in Stad-Mergel-Fazies, gefolgt von plattigem Kalk. Mithilfe von Orbularien und *Helvetoglobotruncana cf. helvetica* (BOLLI) kann ein Turonien-Alter bestimmt werden (vgl. FREY 1965, S. 169). Dennoch zeigt *Globotruncana lapparenti cf. coronata* BOLLI im massigen Kalk der Stichplatten-Schuppe, dass jüngere Abfolgen der Seewen-Formation als der schiefrige laminierte Kalkmergel vorhanden sind. Der auf 1275 m im Hauptarm der Stoldenrus einsetzende Kalk der Seewen-Formation der tieferen Abspaltung der Stichplatten-Schuppe ist zuunterst dunkel und wird nach wenigen Metern hell. Im gebankten Kalk der Balmwand und im feinplattigen Kalk im Stoldenrus-Felszirkus sind Tonhäute selten. FREY (1965) fand Orbularien und Globotruncanen der Lapparenti-Gruppe.

Paläogen

e₄₋₅ **Bürgen- bis Wildstrubel-Formation**

«Assilinengrünsand» (Bürgen-Grünsand) und «Complanata-Schichten» (Bürgen-Kalk) der Bürgen-Formation (Lutétien) bilden nach FREY (1965) die Nummulitenschichten des Clariden-Schuppenkomplexes. Die tiefste, schwach mergelige Bank des Bürgen-Grünsands der Chamerstock-Schuppe enthält einzelne Kalkgerölle der Seewen-Formation. Der darüber liegende zähe Glaukonitkalk ist schwach sandig, geht seitlich (am Chamerstock-Ostgipfel, in Stirnfalten der Nordwand) in fast kalkfreien Glaukonitit über. Im Glaukonitkalk und im Glaukonitit treten, in Lagen gehäuft, *Assilina exponens*, kleine Nummuliten und Discocyclinen auf. Im Südwesten der Chamerstock-Südwand liegt darüber eine dünne Lage von hell anwitterndem blaugrauem zerschertem und gefaltetem Kalk. Dieser ist serizitiert, siltig-mergelig und glaukonitisch und führt zerdrückte Discocyclinen, Assilinen und kleine Nummuliten. Gegen Nordosten keilt er aus; am Grat fehlt er. Über der Felswand bei Balm und in der Stirn der Stichplatten-Schuppe in der Stoldenrus sind Assilinen-Grünsand und plattiger Discocyclinen-Sandkalk (6–10 m) durch lateralen Übergang verbunden. Der mit Glaukonitit einsetzende Assilinen-Grünsand von 3–5 m Mächtigkeit wird gegen oben glaukonitärmer und kalkreicher; Assilinen treten in Lagen auf.

In der Stoldenrus-Schuppe erreicht eine Wechselfolge von blauschwarzem Sandkalk, kalkarmem, Glimmer führendem tonigem Siltstein und feinkörnigem quarzitischem Sandstein im Liegenden des Discocyclinen-Sandkalks (auf ca. 1230 m) eine Mächtigkeit von 10–15 m (Klimsenhorn-Formation, Lutétien–Bartonien). Eine solche Abfolge fiel OBERHOLZER (Tageb. 51, S. 36f.) im Felsbuckel südlich von Friteren–Unter Stafel (bei Koord. 2716.600/1196.500) als «mehr wildflesch- als stadschieferartig» auf. In der Stichplatten-Schuppe folgen über gelb-

grauem Discocyclus-Sandkalk 2–4 m Quarzsandstein (Wildstrubel-Formation, Bartonien–Priabonien).

e₅₋₆ Stad-Formation

Am äussersten Vorsprung der beiden Chamerstockgipfel liegt über 10–15 m mächtigem Assilinen-Grünsand eine dunkelgrau anwitternde Wechselfolge von Glimmer führendem Mergelsandstein und siltigem Mergelschiefer mit Globigerinen und Discocyclusbruchstücken, unter dem Sattel auf 2095 m zwischen den Gipfelsignalen und in der Nordwand über rostigem Bürgen-Grünsand dunkelgrau anwitternder, Glimmer führender siltiger Kalkschiefer der Stad-Formation (Bartonien–Priabonien). Dieser ist von 0,9–1,5 m dicken Bänken von schwarzem quarzitischem Sandstein durchsetzt. «Pectinidenschiefer» steht mit der Schichtfolge der Chamerstock-Schuppe stratigraphisch in Zusammenhang; eigentlicher Stad-Mergel fehlt.

In den Rusen des westlichen Balmwalds (Stichplatten-Schuppe, bei Koord. 2716.420/1196.970, Stoldenrus bei FREY 1965, Abb. 10) liegen unter der tiefsten «Pectinidenschiefer»-Quarzitbank (eventuell eine Bank des Typs Wängen-Kalk?) schiefriger siltiger, Globigerinen führender Kalk (Stad-Formation), im Wängiswald, am Weg nach Hinter Orthalten, gelbbraungrau anwitternder schiefriger Kalk mit Globigerinen. Vergleichbaren spröden, flaserig-wirrig gelagerten schiefrigen Kalk erwähnt FREY (1965) am Chamerstock wenige 100 m nördlich von Pkt. 2149 m.

Wie im Parautochthon verändert sich die Fazies des Mergels der Stad-Formation in der Abfolge. Wo das phosphoritische Niveau im Dach der Nummulitenschichten erhalten ist, geht der Mergel durch Abnahme des Sandgehalts aus ihnen hervor. Siltig-feinsandiger, z.T. schiefriger Kalk leitet in hellgelbgrauen, fleckigen Globigerinen-Mergelkalk über. Darüber stellen sich in der Rus östlich von Chameralp-Unterstaffel standfester plattiger Globigerinen-Mergelkalk und splittrig brechender siltiger Globigerinenkalk ein. Die auftretenden Arten vergleicht FREY (1958) mit *Globorotalia (Turborotalia) centralis* CUSHMAN & BERMÚDEZ, 1937, *Porticulasphaera mexicana* (CUSHMAN, 1925) und *Globigerinata theka barri* BRÖNNIMANN, 1952.

KLAUSENPASS-SCHUPPEN

c₉-e₅ Schiefrieger Kalk, undifferenziert

FREY (1965, S. 229) beschreibt in die Stad-Formation («Hergen-Schiefer») eingeschuppte metermächtige Lamellen, bestehend aus Kalk der Seewen-Formation (Späte Kreide), der Nummuliten führenden Bürgen-Formation (Lutétien) und gelegentlich Orbitolinen führenden Schichten der Schratzenkalk-Formation (Rawil-Member?, Aptien) bei Koord. 2714.450/1194.500 und 2714.820/1194.670.

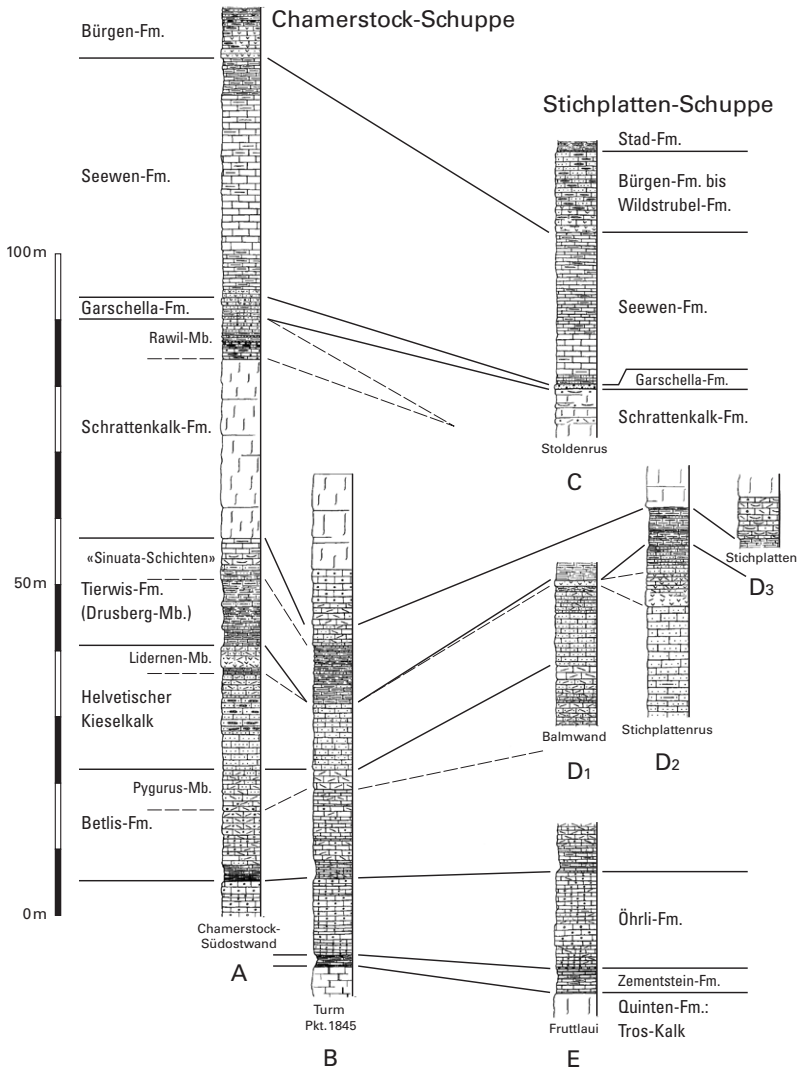


Fig. 4: Stratigraphische Detailprofile des Clariden-Schuppenkomplexes (verändert nach FREY 1965, Taf. 4). Für die Gesteinsbeschreibung siehe Text. Die Koordinaten der Profilbasis sind: A: 2716.395/1194.515/1895 m, B: 2716.580/1195.160/1685 m, C: 2716.470/1196.950/1330 m, D1: 2716.730/1196.955/1255 m, D2: 2717.380/1197.540/1210 m, D3: 2717.420/1197.640/1275 m, E: 2717.185/1197.350/1200 m.

e_{5-6H} Stad-Formation («Hergen-Schiefer»)

Die Gesteine der Klausenpass-Schuppen sind teilweise tektonisch stark beansprucht. Vielfach zeichnet sich ein seitlicher Übergang von kaum deformiertem Globigerinen- oder Pectinidenmergel in knorrige, gefältelte, von Kalzitadern durchsetzte schwach siltige, bisweilen Glimmer führende Schiefer ab. FREY (1965) benannte diese Schiefer nach einem Vorkommen am Hergensattel (Pkt. 2364 m auf LK-Blatt 1193 Tödi) «Hergen-Schiefer» (Bartonien–Priabonien). Am Chamerstock-Ostabfall geht gequetscher Schiefer aus kaum deformiertem Globigerinen- oder Pectinidenmergel hervor. Auch der Silt- und Feinsandkalk unter den Türmen am Grat östlich der Chameralp ist von demjenigen am Kopf südlich von Unter Friteren und am Chamerstockgrat nicht zu unterscheiden. FREY (1958) schätzt die Mächtigkeit am Chamerstock auf 50–80 m. Der Grad der Tektonisierung steht in keinem reziproken Verhältnis zur Mächtigkeit.

Der tiefere Teil im Hangenden der Griessstock-Decke und unterhalb der Stichplatten-Schuppe besteht aus grauem spröde-feinschiefrigem Globigerinenmergelkalk, der gegen oben von mergelig-siltigem schiefrigem Kalk ersetzt wird. Globigerinenmergel bildet auch die Unterlage des «Pectinidenschiefers» des Kopfs südlich von Unter Friteren. Grauer schiefriger Mergel tritt in den Rinnen östlich von Chameralp-Ober Stafel und südlich des Fisetengrats auf.

FISETEN-ORTHALDEN-SCHUPPEN

Kreide

c_{FO} Kalk, Mergelkalk, undifferenziert

Was bisher am Nordabfall der Clariden-Kette insgesamt als «Lochsiten-Kalk» an der Basis der Axen-Decke betrachtet worden ist, besteht nur zum kleinsten Teil, und an seiner Oberkante, aus mylonitisiertem Kalk (Lochsiten-Kalk) mit Hell-Dunkel-Lamination und intensiver tektonischer Kleinfältelung, wie sie ESCHER (1849, S. 100) von der Lochsite bei Schwanden beschrieben hat. BRÜCKNER (1943) hat im Verkehrtshorn der Axen-Decke (Lochsiten-Kalk) westlich des Klausen eine Verkehrtserie von Betlis-Kalk, Vitznau-Mergel und vor allem Öhrli-Kalk erkannt. Die von BRÜCKNER & ZBINDEN (1987) erwähnten Vorkommen südlich des Klausen, am Rau Stöckli und am Chammlihörel, weist FREY (1965) seinen Fisetten-Orthalden-Schuppen zu, die im Gebiet Ober Orthalden–Fisetengrat ihre grösste Ausdehnung erlangen. An der Gratkante vom Langfirn zum Fisettenpass (Bl. Tödi) erkannte er, dass die gegen Nordwesten abtauchende Platte in durch SSW-fallende Scherflächen getrennte Scherben zerfällt. Die Fisetten-Orthalden-Schuppen bestehen meist aus hell anwitterndem Kalk, der, lokal gehäuft, von

Silexbändern durchzogen ist. Die verkehrt liegenden Schuppen bestehen hier aus Sedimenten der Frühen Kreide, die auf der Karte jedoch nicht separat dargestellt sind. FREY (1965, S. 139f.) beschreibt am Grat südwestlich des Fisetenpasses (Bl. Tödi) folgendes Profil (von unten nach oben):

- *Öhrl-Formation* (Berriasien): 15–20 m, lokal gegen 35 m mächtiger dunkelbraungrauer sil-tiger Kalk. Die kalkig-kieselige Matrix ist rekristallisiert, umgibt Quarzkörner und ankeritische Echinodermtrümmer, Clypeinen, *Trocholina alpina* und pigmentierte, oft gestreckte Onkoide. Charakteristisch sind 2–30 cm dicke raufächige gelblich-braunschwarz anwitternde kieselige Lagen.
- *Vitznau-Mergel* (vermutlich Spitzern-Member, Valanginien): Mit scharfer Grenze folgen bis max. 25 m blauschwarzer, oft von Tonhäuten durchzogener Kalkarenit und 2 m schiefriger sandiger Kalkmergel.
- *Betlis-Formation*: 25 m hellbraungrauer feinsandig-körniger Kalk mit Echinodermtrümmern und Onkoiden.
- *Helvetischer Kieselkalk?*, *Tierwis-Formation?*: Die Zuordnung der unter dem Betlis-Kalk liegenden Gesteine ist fraglich; die stratigraphisch tieferen 30 m bestehen aus braungrau anwitterndem knolligem feinkörnigem Sandkalk und plattigem Kalksandstein; spärliche Vorkommen von *Toxaster* sp. deuten auf Zugehörigkeit zum Helvetischen Kieselkalk. Die liegenden, von Tonhäuten durchsetzten siltigen Kalkbänke, die in onkolithische Sandkalkbänke übergehen, weisen auf das Drusberg-Member der Tierwis-Formation.

Tektonite

K₁ Kalk-Tektonit

Beidseits der Linth folgt über den unterhelvetischen Flyschabfolgen der Nordhelvetische Flysch-Gruppe und dem «Wildflysch» des Ultrahelvetikums meist ein heller, dynamisch rekristallisierter feinkörniger Kalk unbekanntes Alters. Dieser tritt nicht nur an der Basis des Oberhelvetikums (helvetische Hauptüberschiebung) auf, sondern, im Fall des Berglistüber-Wasserfalls nahe der Klausenpass-Strasse, auch an der Basis des Malms der Griesstock-Decke. Meist findet er sich aber an der Basis der helvetischen Hauptüberschiebung (Basis Oberhelvetikum). Dabei handelt es sich weitgehend um einen Kalkmylonit (Lochsiten-Kalk), das heisst um einen duktil extrem stark verformten Kalk, der den Vorschub des Oberhelvetikums über die Flyschunterlage grossenteils durch scheres viskoses Fließen erlaubte (HSÜ 1969, SCHMID 1975). Dieser Vorstellung wurde durch BADERTSCHER & BURKHARD (2000) widersprochen, die postulierten, dass kataklastische Deformation, hervorgerufen durch erhöhten Porendruck, beim Vorrücken des darüber liegenden Oberhelvetikums als Deformationsmechanismus überwog, dass die Überschiebung also seismogen war. Tatsächlich entstand die typische Hell-Dunkel-Lamination des Lochsiten-Kalks durch einen Wechsel zwischen Perioden erhöhten Porendrucks, während derer in Dehnungsklüften Kalk ausgefällt wurde (helle Lagen), und Perioden duktiler Verformung, während derer diese Kalkadern wieder duktil verformt wurden (dunkle Lagen, s. Diskussion in HERWEGH et al. 2008). Offen ist,

welcher dieser beiden Mechanismen überwog. SCHMID (1982) machte einen duktilen Deformationsmechanismus (Superplastizität) für die hohe Deformierbarkeit des Lochsiten-Tektonits verantwortlich. Dieser Lochsiten-Tektonit (Lochsiten-Kalk) ist auf der Ostseite der Linth, wo er stets die Basis des Verrucanos begleitet, sehr typisch ausgeprägt. Weniger gut ausgeprägt, aber zumeist vorhanden, ist er auf der Westseite der Linth, wo die Basis des Oberhelvetikums, dort Trias oder Lias der Axen-Decke, von stark gescherten mesozoischen Kalken der Fiseten-Orthalden-Schuppen oder des Clariden-Schuppenkomplexes begleitet wird.

In der Literatur wird oft nicht nur geringmächtiger Kalk-Tektonit bzw. Kalkmylonit als Lochsiten-Kalk beschrieben, sondern es werden auch die oben erwähnten meter- bis dekametermächtigen Kalkpakete im Liegenden der helvetischen Hauptüberschiebung, die teilweise stratigraphisch zugeordnet werden können, so bezeichnet (u. a. OBERHOLZER 1933). Letztere bilden in diesen Fällen jedoch nicht den eigentlichen Bewegungshorizont beim Deckenvorschub ab, sondern wurden passiv mitverschleppt. Beispiele hierfür sind Mättlenstock und Chalchstöckli, deren Gipfel aus Malmkalk ein solches verschlepptes Paket direkt unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung darstellt.

An der Typlokalität des Lochsiten-Kalks bei Schwanden, knapp ausserhalb des Kartengebiets gelegen, erkannte HSÜ (1969) als erster, dass die Hauptbewegung der Glarner Überschiebung im Kalkmylonit in der Hauptsache als Fliesseffekt zu verstehen ist. Erst in einer Spätphase entstand ein messerscharfer, planarer, kohäsionsloser Horizont von Gesteinsmehl. SCHMID (1975) schloss sich dieser These an und postulierte, dass die Hauptphase der Glarner Überschiebung im Miozän bei einem minimalen Überschiebungsbetrag von 35 km maximal etwa 10 Mio. Jahre andauerte. Dieses Vorgehen wurde durch pseudoviskose Fließverformung des etwa 1 m mächtigen Kalkmylonits ermöglicht (SCHMID 1982), was einer Scherungsrate von ungefähr $10^{-10} \text{ sec}^{-1}$ (Verhältnis von Gleitbetrag zu Mächtigkeit der Fließzone pro Sekunde) entspricht. Diese Deformationsgeschwindigkeit wäre demnach um 4 Grössenordnungen höher als allgemein erwartet ($10^{-14} \text{ sec}^{-1}$).

OBERHELVETIKUM

Die in der Zentral- und Ostschweiz weit nach Norden verfrachteten klassischen helvetischen Sedimentdecken werden als Oberhelvetikum bezeichnet. Sie umfassen im Kartengebiet östlich der Linth den Glarner Deckenkomplex und westlich der Linth die Axen-Decke und die Drusberg-Decke. Östlich der Linth lassen sich Glarner und Mürtschen-Decke kaum oder nur stellenweise trennen; zusammen bilden sie hier den Glarner Deckenkomplex, stellenweise überlagert von wenig Lias, den man traditionell der Axen-Decke («Braunwalder Schuppenzone») zuordnete (OBERHOLZER 1933), obwohl hier Lias über Perm liegt, was eher für eine Abschiebung spricht. Die räumlichen Zuordnungen der tektonischen Einheiten wird östlich der Linth durch die grosse Variation in der Mächtigkeit des Verruca-

nos erschwert. Dieser keilt am Saasberg auf Null aus, beträgt im westlichen Glarner Deckenkomplex ca. 500 m, weiter im Osten hingegen über 1000 m. Grund für diese deutlichen Mächtigkeitsunterschiede ist die Anlage des Nord-Süd streichenden permischen Verrucanotrogs, dessen Westrand subparallel zum Linthtal verlief (PFIFFNER 2011).

Der Glarner Deckenkomplex (mit Glarner Decke und Mürttschen-Decke) bildet das tiefste tektonische Stockwerk des helvetischen Deckenstapels. Auf der Ostseite der Linth verläuft an der Basis des Verrucanos des Glarner Deckenkomplexes die weithin sichtbare Glarner Hauptüberschiebung. Westlich der Linth und nördlich von Luchsingen liegt über den lateral stark ausgedünnten Resten der Glarner Decke und Mürttschen-Decke die Axen-Decke. Die Drusberg-Decke als höchste tektonische Einheit des Oberhelvetikums erreicht das Kartengebiet nur in seiner Nordwestecke. SCHIELLY (1964, 1981) gliederte im Gebiet des Freibergs die Gesteinsabfolge über dem Lochsiten-Kalk in Schuppen, die er jeweils der Glarner, der Mürttschen- und der Axen-Decke zuwies. Allerdings fehlen dort klare Indizien für bedeutende Überschiebungsbeträge, weshalb man im Gebiet des Freibergs besser von einem Glarner Deckenkomplex spricht. SCHIELLY (1964, S. 214) konnte vielerorts einen direkten Bezug zu den weiter nördlich deutlich sichtbaren Überschiebungen an der Basis der Mürttschen- und der Axen-Decke nur vermuten.

GLARNER DECKENKOMPLEX

So unzweifelhaft eine Trennung des Glarner Deckenkomplexes in Glarner Decke und Mürttschen-Decke im südlichen Walenseegebiet und am Vorder Glärnisch erfolgen kann, so schwierig und diffus ist die Situation weiter südlich und östlich im Gebiet des Freibergs (s. Diskussion in LETSCH et al. 2015). Klar scheint hingegen, dass sich die tektonischen Verhältnisse in der Region gegen das Linthtal (Ostrand Bl. Linthal) komplizieren (SCHIELLY 1964). Aus diesem Grund, und weil im Gebiet von Blatt Linthal eine klare Abtrennung zwischen Glarner Decke und Mürttschen-Decke auch kartographisch nicht vorgenommen werden kann, werden die lithostratigraphischen Einheiten des Glarner Deckenkomplexes im Folgenden gemeinsam dargestellt (Fig. 5).

Präkambrium – Paläozoikum

G_m Muskovit führender Albitgneis

Am Westhang des Linthtals oberhalb von Luchsingen, im Bacheinschnitt südlich von Schlattberg (bei Koord. 2720.850/1202.525), beschrieb TRÜMPY (1947) einen grünlich-weißen, Muskovit führenden Albitgneis an der Basis der Mürt-

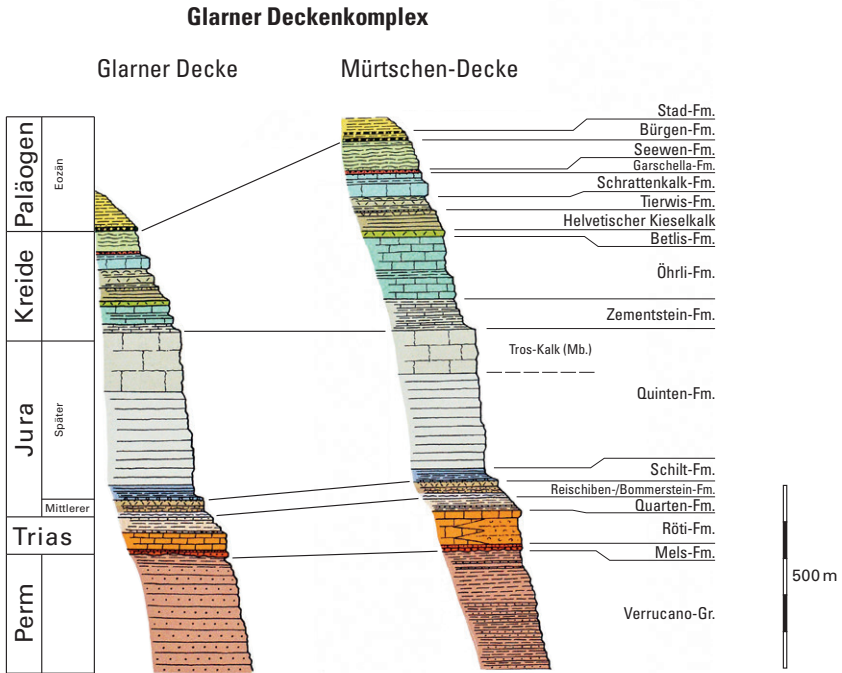


Fig. 5: Schematische lithostratigraphische Übersichtsprofile der Glarner und Mürtschen-Decke des Glarner Deckenkomplexes im Gebiet Schilt–Glärnisch (leicht verändert und ergänzt nach OBERHOLZER 1933, Taf. 7).

schen-Decke, überlagert vom Verrucano der Mürtschen-Decke und direkt über der Überschiebung auf den Seewerkalk der Glarner-Decke (TRÜMPY 1947, Fig. 6). Der wenige Meter mächtige Gneis geht nach oben in einige Meter weinroten schiefrig-sandigen Tonstein, der einzelne brekziöse Linsen enthält, über, vermutlich Üblital-Formation (s.u.). In dessen Dach folgt über einem scharfen Überschiebungskontakt kakiritischer grauer grobkörniger Sandkalk bis Kalksandstein sowie schwarzgrauer sandig-schiefriger Mergel (Lias, Spitzmeilen-Formation); beide Lithologien gehören nach TRÜMPY (1947) bereits zur Axen-Decke.

Basierend auf Vergleichen mit Gneishandstücken anderer helvetischer Kristallinmassive vermutet TRÜMPY (1947), dass dieses Kristallin von der Tavetsch-Decke abgesichert wurde.

WNW

ESE

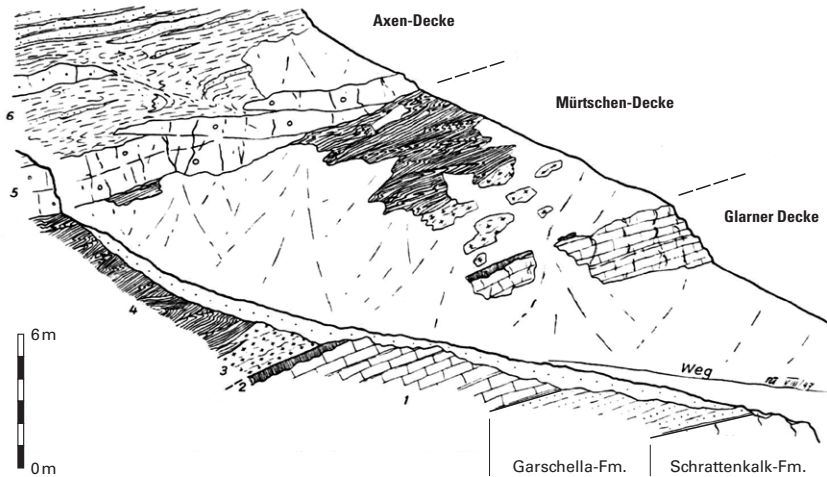


Fig. 6: Profilskizze des Kristallinaufschlusses in der Hellruns südlich von Schlattberg (bei Koord. 2720.850/1202.525, TRÜMPY 1947, Fig. 1). Legende: 1: plattiger Kalk der Seewen-Formation, 2: weisslicher körniger Kalkmylonit, 3: Muskovit führender Albitgneis, 4: grüner und weinroter schiefrig-sandiger Tonstein mit feinkristallinen Linsen (Verrucano-Gruppe), 5, 6: tektonisierte Sandkalk- bis Kalksandsteinbank sowie schiefrig-sandiger Mergel (= Spitzmeilen-Formation).

Perm

Verrucano-Gruppe

Die Aufschlüsse des Verrucanos bei Schwanden (FISCH 1961) sowie die mächtige Abfolge des Verrucanos im südlich anschliessenden Gebiet des Freibergs (SCHIelly 1964, NIO 1972) sind Teile des Glarner Deckenkomplexes. Als Besonderheit des Kärpfgebiets gilt die weit verbreitete und mächtige Abfolge vulkanogener Gesteine, die sonst nur selten im Glarner Verrucano auftreten (z.B. AMSTUTZ 1957). Die chemisch unterschiedlichen vulkanischen Serien zeugen von mehrphasigen Grabenbewegungen. Eine Diskordanz trennt die vulkanogenen Serien von den jüngeren Verrucano-Sedimenten.

LETSCH et al. (2015) datierten Zirkone aus Rhyolithen zweier vulkanischer Phasen und konnten U-Pb-Alter von ca. 285 Ma und 268 Ma (Frühes Perm) belegen. In Anlehnung an NIO (1972), LETSCH (2013) und LETSCH et al. (2015) und im

Gegensatz zu SCHIELLY (1964, 1981) wird der Glarner Verrucano des Kärpfgebiets wie folgt von unten nach oben gegliedert:

p_Ü Üblital-Formation

Die Üblital-Formation (sensu FISCH 1961, LETSCH et al. 2015) enthält sehr unreife, häufig unstrukturierte grobklastische Brekzienlagen (Fanglomerat), Sandstein und schiefrigen siltig-sandigen Tonstein im Hangenden der Hauptüberschiebung. Die Sedimente sind meist braunrot bis violett, gelegentlich hellgrün gefärbt und treten in raschem Wechsel auf. Die Gerölle sind im Durchschnitt 2–3 cm, selten über 10 cm gross; ihr Spektrum umfasst vor allem Schieferbruchstücke, Vulkanite, Quarzit und Granit (NIO 1972). Basierend auf Mächtigkeits- und Korngrößenvariationen nimmt NIO (1972) eine Schüttung der Sedimente aus Nordwesten an. Die Sedimente bildeten sich in einem kontinentalen alluvialen Ablagerungsraum (alluviale Schuttfächer, Playaebene) unter semiaridem bis aridem Klima (vgl. LETSCH et al. 2015). Weiter nördlich bzw. östlich lassen sich in der klastischen Abfolge gelegentlich Linsen basischer Vulkanite nachweisen (z.B. FISCH 1961, HUBER 1964).

Während R. Trümpy (in BRÜCKNER et al. 1967) die basalen Klastika (Sernifit und Siltschiefer) der Gufelstock-Scholle der Glarner Decke und die vulkanischen Serien darüber der Mütschen-Decke zuweist und beide als zeitäquivalent annimmt, stufen FISCH (1961) und NIO (1972) die vulkanischen Bildungen (Mären-Formation, s.u.) als jünger ein und stellen sie über die Klastika.

p_{Mä} Mären-Formation

Die Mären-Formation (FISCH 1961) lässt sich in zwei Abschnitte unterteilen, die deutliche Unterschiede aufweisen: der untere Abschnitt (Foostock-Member) besteht hauptsächlich aus violetter Silt- und Tonschiefer mit eingeschalteten Sandsteinbänken. Im oberen Abschnitt (Grisch-Member) sind zusätzlich basische (grüner Spilit) und intermediäre bis saure (trachytischer «Hananstock-Keratophyr» und violetter Rhyolith) Vulkanite und ihre Tuffite (NIO 1972) darin enthalten. Weiter sind aquatische (limnische) Fossilien führende Sedimente, sogenannte Sonnenberg-Horizonte (R. Trümpy in BRÜCKNER et al. 1957, LETSCH et al. 2015), für diesen Abschnitt charakteristisch: Glimmersandstein, dunkler schiefriger Mergel, grauer Kieselschiefer, sandiger Mergelkalk und Dolomit mit kleinen Gastropoden und Kalkalgen. Als Pflanzenfossilien finden sich *Calamites* sp. (FISCH 1961) und vermutlich Cordaiten (NIO 1972, S. 78). Nach NIO (1972) treten diese Horizonte mehrfach innerhalb des Grisch-Members auf.

Vulkanite

Als Synonyme der Mären-Formation sind vermutlich die «Bunte Serie» und die «Sunneberg-Serie» von SCHIELLY (1964) aufzufassen, die eine Abfolge von basischen ($\mathbf{b}_{\text{Mä}}$) und sauren ($\mathbf{p}_{\text{Mä}}$) Vulkaniten sowie schiefrigem Tonstein mit Chlorit-spilit, schiefrigen Tuffitlagen und mächtigeren Karbonateinlagerungen umfassen. Beim «Hanenstock-Keratophyr» ($\mathbf{t}_{\text{Mä}}$) handelt es sich um eine Abfolge von aufgearbeitetem, meist verschiefertem trachytischem Vulkanit (SCHIELLY 1964; Typlokalität bei Koord. 2724.585/1196.635), die zeitlich mit der Ablagerung der Sonnenberg-Horizonte zusammenfällt (NIO 1972).

Auf eine Untergliederung in das tiefere Foostock-Member (praktisch rein detritisch, vgl. «untere Schiefer» SCHIELLY 1964) und das höhere Grisch-Member (einschliesslich der vulkanischen Bildungen und der Sonnenberg-Horizonte) sensu NIO (1972) und LETSCH et al. (2015) wurde bei der Kartierung verzichtet.

Westlich der Linth, zwischen Bränd und Dohlenberg, stehen massige, schwach schiefrige grünliche Gesteine an mit wechselndem Gehalt an Quarz, Orthoklas und Plagioklasen – v. a. porphyrischer Rhyolith, den SCHINDLER (1959) als «Quarzporphyr und Derivate» bezeichnet hat. Im Ringenwald nördlich von Luchsingen liegen massige Gesteine mit grossen Einsprenglingen und lokal Übergängen in Tuffit; roter Schiefer und Sandstein sind darin eingeschaltet. Gegen Nordosten folgen grobkörnige bis schiefrige Varietäten; oben schalten sich Gesteine der Spilit-Gruppe und bunte Tonsteine ein. Die Verzahnung mit der Spilit-Gruppe erinnert an die «Quarzporphyre» der Kärpf- (AMSTUTZ 1954) und der Hausstock-Gruppe (WYSSLING 1950). Sie deuten auf Ergüsse mit Herden im Süden oder Südwesten und sind als Ignimbrite und Tuffite zu interpretierende Varianten.

Im Wald von Bränd bei Luchsingen (bei Koord. 2721.230/1203.430) finden sich Aufschlüsse, gesamthaft etwa 20 m mächtig, einer tektonisch gestörten Abfolge, die OBERHOLZER (Tageb. 53, S. 79) als «Verknötung von Verrucano mit Opalinuston» beschrieb. SCHINDLER (1959) fand darin einen intensiven Wechsel feinschichtig-plattigen grünlichen Quarzits, kohligen schwarzen Tonschiefers, tuffogener Partien und verrucanoartiger Lagen; Karbonat tritt in verschiedenen Lagen auf. Intrusiv sind Einlagerungen von rötlichem bis hellgrünem Quarzporphyr mit Einsprenglingen von Quarz, Orthoklas und Plagioklasen. Ähnliche Gesteine sind aus dem Kärpfgebiet (AMSTUTZ 1954, SCHIELLY 1964) und vom Bifertengrätli (Bl. Tödi, «Grünhorn-Serie» WIDMER 1949, S. 20) bekannt, deren Zuordnung mangels Fossilien unsicher ist. SCHINDLER (1959) nimmt an, dass aufgrund des im Perm vorherrschenden trockenen Klimas kohlige Bildungen eher unwahrscheinlich sind und vermutet ein karbonisches Alter. Da es allerdings auch während des Perms verschiedene Feuchtphasen gab (s. Diskussion in LETSCH et al. 2015), folgen wir hier dem Vergleich mit den Abfolgen im Kärpfgebiet (Sonnenberg-Horizonte der Mären-Formation) und weisen den Schichten von Bränd ein permisches Alter zu.

\mathbf{p}_{Ka} Karrenstock-Formation

Die Karrenstock-Formation (NIO 1972) besteht hauptsächlich aus (grau-)violetter Feinbrekzie, Sandstein und siltigem Schiefer sowie braunvioletten und hellgrünen Vulkaniten und Tuffiten. Sie wird von NIO (1972) als Teil der Fugstock-

Formation (FISCH 1961) aufgefasst. Während der detritische Anteil beider Formationen sehr ähnlich ist, ist die Karrenstock-Formation gekennzeichnet durch mächtigere basische vulkanische Einschaltungen (**b_{Ka}**), vorwiegend Hämatitspilit mit Tuffen und Tuffiten. Nach NIO (1972) lässt sie sich am ehesten mit der «Aueren-Serie» bzw. der «Milchspüler-Serie» von SCHIELLY (1964) vergleichen.

Auf dem Dohlenberg westlich von Nidfurn findet sich zuunterst rotvioletter Spilit, der mit weinrotem plattig-schiefrigem Tuff wechsellagert («Quarzporphyr und Derivate» nach SCHINDLER 1959); diese entsprechen vermutlich der Karrenstock-Formation. Gegen Südwesten und Nordosten nehmen Mächtigkeit und Gehalt an Eruptiva ab, so dass noch umgelagerter Tuffit mit Rhyolith und dessen Derivaten wechselt. Karbonat tritt in Zwickeln, Mandeln und zwischen vulkanischen Brekzien auf, was im kalkarmen Verrucano auffällt. Im Kärpfgebiet liegen nach AMSTUTZ (1954) Ausscheidungen aus wasserreichen, wenig viskosen Spilit-Laven vor. Im Tuff verschwemmte Spilitfragmente treten in serizitisch-hämatitischer Matrix auf.

SCHINDLER (1959) gibt für den vulkanisch dominierten Abschnitt der Mären- und der Karrenstock-Formation eine Mächtigkeit von gesamthaft ca. 250 m an.

p_K Kärpf-Formation

Die Kärpf-Formation («Kärpf-Serie», SCHIELLY 1964) setzt über einer Diskordanz ein, an der die Schichtflächen um bis zu 10° verstellt sein können (SCHIELLY 1964, NIO 1972, LETSCH et al. 2015). Auf eine basale Brekzie folgen detritischer Schiefer und Phyllit («untere Schiefer», SCHIELLY 1964), danach Schiefer mit zunehmend größeren Komponenten («Sernifitschiefer»), der in grobsandige Gesteine mit eckigen Komponenten von Vulkaniten («Sernifit») und am Kärpf in ein «Gipfelkonglomerat» übergeht. Vulkanite selbst treten hier nicht mehr in Erscheinung. Aus dem Kärpfgebiet beschreibt SCHIELLY (1964) zudem «Knollenschiefer», ein vorwiegend blutroter schiefriger Tonstein mit teils massenhaft auftretenden Karbonatknollen, möglicherweise ein Äquivalent der Schönbühl-Formation.

Eine Winkeldiskordanz von 25° (RYF 1965) an der Basis der meist feindetritischen Schönbühl-Formation im Murgseegebiet (Bl. Spitzmeilen) legt nahe, dass es sich um denselben Bildungsprozess wie im Kärpfgebiet handelt; LETSCH et al. (2015) gehen davon aus, dass die Ursache der Diskordanz in tektonischen Bewegungen zu suchen ist. Altersmässig kann die Schönbühl-Formation, aufgrund von U-Pb-Datierungen des «Schönbühl-Quarzits» mit ca. 268 Ma (LETSCH et al. 2015), ins Mittlere Perm gestellt werden. Sollte die Diskordanzfläche in beiden Gebieten demselben Ereignis entstammen, könnte dieses Alter auch für die Kärpf-Formation gelten.

Westlich der Linth, im Nordosten bis zum Leuggelbach, scheint der Kontakt zum hangenden «Sernifit» (SCHINDLER 1959) durch Eindeckung des «Dohlenberg-Vulkankegels» zumindest lokal diskordant. Laven fehlen, aufgearbeitete Tuffeinlagerungen sind häufig. In der gegen 500 m mächtigen unruhigen Abfolge ist der

stratigraphische Zusammenhang durch lückenhafte Aufschlüsse, Brüche und Sackungen schwierig nachzuvollziehen.

In der Guppenrus liegen unter der Trias grünlicher, weinrot oder violett getönter feinkörniger Psammit und schiefriger Pelit, die sich durch angereicherte Muskovitplättchen und auffällige, orange anwitternde, grün überzogene Karbonatknollen auszeichnen (ROTHPLETZ 1897). Diese haben SCHINDLER (1959) an grünliche «Grischschichten» (WYSSLING 1950, S. 71) erinnert. Gegen Südosten wird die Verrucano-Abfolge vom Dohlen-Bruch (S. 105) abgeschnitten, der sich bei Bränd oberhalb von Luchsingen mit der unteren Scherfläche vereinigt. Diese steigt treppenartig die Schichtreihe hoch und erreicht wenig nördlich der Guppen-Synklinale die Basis der Trias-Abfolge.

Trias

t **Trias, undifferenziert**

Die Gesteinsabfolge der Trias gliedert sich in den Glarner Alpen allgemein in Mels-, Röti- und Quarten-Formation (z.B. OBERHOLZER 1933, S. 219ff.). BRUNNSCHWEILER (1948) verglich diese Formationen über weite Bereiche. Im Gebiet von Blatt Linthal finden sich östlich der Linth Gesteine der Trias, die aufgrund der teils geringen Mächtigkeit in der Karte oft nicht durchgehend unterteilt werden können. Meist handelt es sich um schiefrigen Tonstein, gelegentlich mit Sandstein, und Dolomit – in schmalen Zügen v.a. entlang des westlichen Hangbereichs des Freibergs, im Kontakt mit oder in der Nähe der Glarner Hauptüberschiebung sowie am Saasberg (SCHIELLY 1964).

t_M **Mels-Formation**

Zwischen den Gesteinen des Verrucanos im Liegenden und der nachfolgenden Röti-Formation liegt fast überall im Kärpfgebiet eine maximal 10 m mächtige Abfolge von grauem Quarzsandstein (OBERHOLZER 1933, SCHIELLY 1964). Dieser kann gelegentlich mit sandigen Dolomitbänken wechsellagern; mancherorts fehlt die Mels-Formation auch primär (SCHIELLY 1964). Der grünlich weisse Sandstein ist in der Regel schlecht sortiert, grobkörnig und massig bis grobgebankt.

t_R **Röti-Formation**

Die Röti-Formation bildet den auffälligsten und mächtigsten Teil der Trias und besteht aus grauem, hell gelblich grau anwitterndem Dolomit (OBERHOLZER 1933, SCHIELLY 1964). Sie erreicht eine maximale Mächtigkeit von wenigen Metern bis rund 25 m. Weiter ist die max. 10 m mächtige, meist helle, gelblich graue, stark poröse Rauwacke zu erwähnen.

t_Q **Quarten-Formation**

Den Abschluss der Trias bildet die Quarten-Formation, die in ihrer Mächtigkeit stark schwankt (0–35 m). Sie besteht aus schiefrigem rotvioletterem, selten grünem, häufig stark sandigem Tonstein mit gelegentlichen Dolomitgeröllen oder konglomeratischen Linsen (SCHIELLY 1964).

Jura

Im Glarner Deckenkomplex beginnt die jurassische Abfolge mit dem Dogger (Mittlerer Jura), es treten im Kartengebiet keine Gesteine des Lias (Früher Jura) auf (TRÜMPY 1949, SCHINDLER 1959, SCHIELLY 1964). Eine Ausnahme bilden die Gesteine des Mols-Members der Bommerstein-Formation, die stellenweise noch Toarcien-Alter (Früher Jura) aufweisen können.

l-i **Dogger, undifferenziert**

Aufschlüsse von Dogger existieren im Gebiet des Freibergs östlich der Linth sowie zwischen Leuggeln und Luchsingen westlich der Linth (SCHINDLER 1959, SCHIELLY 1964, DOLLFUS 1965). Es finden sich grauer Eisensandstein und dunkelgrauer spätiger Sandkalk sowie schiefriger Tonstein und Mergel mit gelegentlichen Kalkbänken des basalen *Mols*- und des *Glockhaus-Members* der *Bommerstein-Formation*. Darüber folgt schräggeschichteter sandiger Kalk, Spatkalk und Echinodermkalk der *Reischiben-Formation*; Blegi-Eisenoolith tritt nur selten in Erscheinung. Häufig ist der Dogger wenig mächtig und tektonisch gestört und lässt sich daher nicht in Formationen unterteilt darstellen.

i₄₋₈ **Schilt-Formation, Quinten-Formation**

Typischerweise besteht die gelblich-braun anwitternde *Schilt-Formation* in den Aufschlüssen nördlich von Luchsingen aus dichtem grauem, teilweise tonigem bis sandigem Kalk mit Ammoniten und Belemniten und dunkelgrauem schiefrigem Mergel mit Linsen von mergeligem Kalk (SCHINDLER 1959). Gegen oben verschwinden die Mergellagen und es folgt der gebankte hellgrau anwitternde, dunkelgraue dichte Kalk der *Quinten-Formation*. Daneben treten dünne Lagen von Tros-Kalk auf. Am Saasberg, östlich der Linth, sind westlich des Bützstock nur Gesteine des Späten Juras erhalten. Es sind dies die Quinten-Formation, mit dichtem dunkelgrauem Kalk («Quintner Kalk») und hellgrauem Tros-Kalk, zusammen etwa 30–55 m mächtig, und weiter nördlich auch Schilt-Formation, bestehend aus grauem plattigem mergeligem, teils sandigem Kalk und schiefrigem Mergel (SCHIELLY 1964).

Kreide

Gesteine der Kreide sind im Kartengebiet verbreitet, beispielsweise im Südosten am Saasberg, im Kern einer engen liegenden Synklinale (SCHIELLY 1964), sowie im Gebiet westlich der Linth, zwischen Luchsingen und Leuggeln (SCHINDLER 1959). Die Kreideformationen des Glarner Deckenkomplexes sind auf Grund einer ausserordentlich starken tektonischen Ausdünnung im Zusammenhang mit der Bildung von Isoklinalfalten mit Nord-Süd streichenden Faltenachsen relativ geringmächtig; sie lassen sich daher teils nur zusammengefasst darstellen.

c₁ **Zementstein-Formation, Öhrli-Formation**

Die *Zementstein-Formation* besteht aus dunkelbeige-grauem, gelegentlich sandigem mergeligem Kalk oder schiefrigem Mergel, die *Öhrli-Formation* aus dunkelgrauem Kalk, schiefrigem Mergelkalk und kalkigem Mergel sowie graubeigem sandig-mergeligem Kalk. Am Saasberg erreichen beide Formationen zusammen etwa 10 m Mächtigkeit (SCHIELLY 1964).

c_{2B} **Betlis-Formation**

Die Betlis-Formation erreicht am Saasberg eine Mächtigkeit von etwa 25 m. Es handelt sich um hellgrauen sandigen Kalk und grauen Echinodermenkalk.

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

Helvetischer Kieselkalk – schwarzer siltig-sandiger mergeliger Kalk, nur selten verkieselt – erreicht etwa 5 m Mächtigkeit, die *Tierwis-Formation* 10 m, wovon 3 m auf das *Altmann-Member* (dunkelgrauer leicht sandiger Mergelkalk) und 7 m auf das *Drusberg-Member* (dunkelgrauer schiefriger mergeliger Kalk, leicht sandig, und beige-grauer Kalk) entfallen.

c₄₋₅ **Schrattenkalk-Formation**

Am Saasberg liegen etwa 10 m Schrattenkalk vor. Es handelt sich um einen hellbeigen massigen, lokal etwas siltigen Kalk mit Schalenresten.

c₆₋₈ **Garschella-Formation**

Über der Schrattenkalk-Formation liegen gut 5 m schiefriger feinsandiger Siltstein und grauer, stark sandiger Kalk der Garschella-Formation.

c₉ **Seewen-Formation**

Am Saasberg erreicht Kalk der Seewen-Formation – grauer plattiger, von Tonhäuten durchzogener siltiger Kalk – etwa 12 m Mächtigkeit.

Paläogen

e₄ **Bürgen-Formation**

Über der Seewen-Formation liegen am Saasberg wenige Meter Bürgen-Formation: grünlich grauer, stark sandiger Kalk mit hohem Glaukonitgehalt, gefolgt von dunkelgrauem glaukonitischem Sandstein und dunkelgrauem schiefrigem siltigem Mergel (SCHIELLY 1964). Meist glaukonitreicher Sandstein mit Schalenrümern («Assilinengrünsand») beschreibt SCHINDLER (1959) von der Mürtchen-Decke südöstlich des Glärnisch.

e₅₋₆ **Stad-Formation**

Über glaukonitischem Sandstein der Bürgen-Formation folgt südöstlich des Glärnisch im Dach ein mächtiger Schichtstoss von gelblich grau anwitterndem, schiefrigem, Globigerinen führendem siltigem Mergel der Stad-Formation.

AXEN-DECKE

Die Axen-Decke umfasst eine stratigraphische Abfolge von Trias, Jura, Kreide und Paläogen (OBERHOLZER 1933). Sie beginnt mit der Röti-Formation und reicht hinauf bis zur Stad-Formation (Fig. 7). Im Gebiet von Atlasblatt Linthal ist die gesamte Abfolge gut aufgeschlossen.

Trias

Gesteine der Trias finden sich im Basisbereich der Axen-Decke auf der westlichen Seite des Linthtals und gliedern sich in Mels-, Röti- und Quarten-Formation (OBERHOLZER 1933, S. 219ff., BRUNNSCHWEILER 1948). Sie sind nicht überall am Basiskontakt über der Hauptüberschiebung erhalten.

t_R **Röti-Formation**

Am Klausenpass (Bl.Tödi) fehlt der Sandstein der Mels-Formation; die Axen-Decke beginnt in Gräben an der alten Strasse östlich der Passhöhe über dem

Axen-Decke

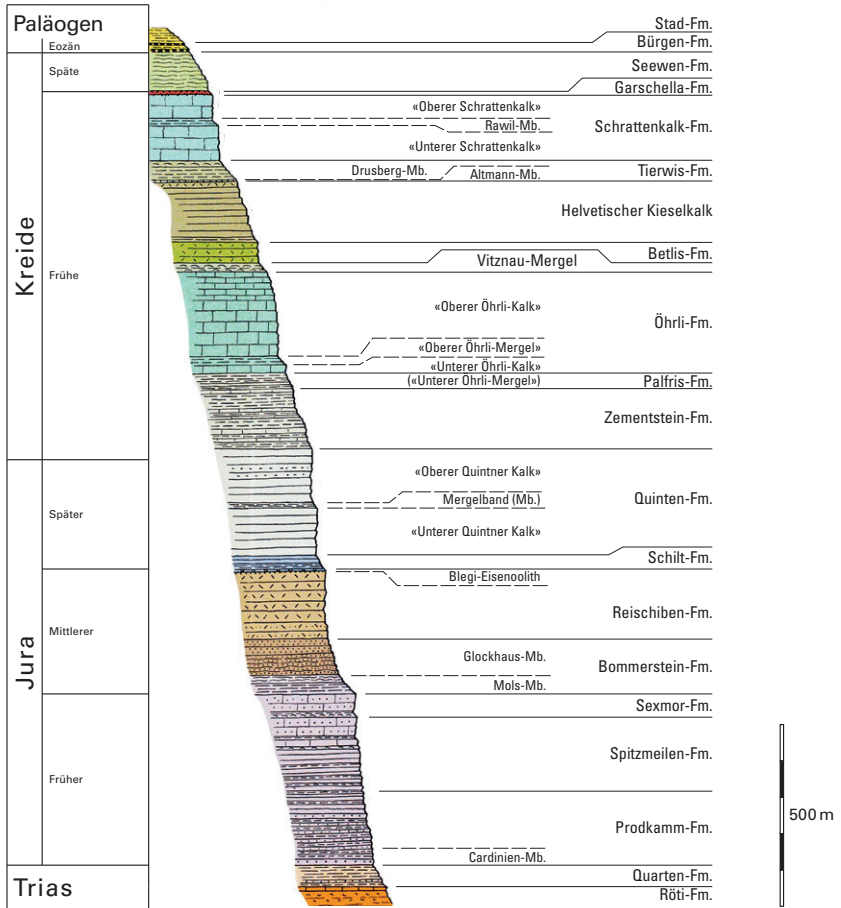


Fig. 7: Schematisches lithostratigraphisches Übersichtsprofil der Axen-Decke im Glärnisgebiet (verändert nach OBERHOLZER 1933, Taf. 7).

Lochsiten-Kalk mit 6–8 m Dolomit und Rauwacke (t_{Rr}) der Röti-Formation. Gegen Vorfrutt schwellen diese auf 20–30 m Mächtigkeit an. Im Gebiet von Blatt Linthal findet sich Röti-Formation im Gebiet «Auf der Wand» östlich des Rietstöckli und südwestlich von Schlattberg, wo sie den Kern einer liegenden Antiklinale bilden.

t_Q **Quarten-Formation**

Am Klausenpass (Bl. Tödi) stehen intensiv rot gefärbter schiefriger Tonstein mit gelbgrünen Quarzsandsteinbänken und Dolomitlinsen mit eingeschaltetem grobkörnigem weissem quarzitischem Sandstein der Quarten-Formation an. Dann folgen 30–40 m roter bis violetter schiefriger Tonstein mit gelblich anwitternden Dolomitknollen; 4 m unter der Formationsobergrenze liegen 1–2 m blaugrüner schiefriger Tonstein.

Jura

Lias

Gesteine des Frühen Juras sind verbreitet an der Süd- und Ostseite der Ortstock-Kette, an der Südostflanke des Glärnisch sowie am Salengrat zwischen Etzelstock und Mätzstock im östlichen Blattgebiet anzutreffen. Hier konnte TRÜMPY (1949) anhand von Detailprofilen die Lias-Gliederung von OBERHOLZER (1933) verfeinern, durch weitere Fossilfunde ergänzen und für die Glarner Alpen eine Paläogeographie skizzieren. Im Gebiet von Oberblegi-Guppen wendete SCHINDLER (1959) TRÜMPYS (1949) Gliederung kartographisch im Massstab 1:10 000 erfolgreich an. TRÜMPY (1949) gliedert den Frühen Jura von unten nach oben in den «*Infralias*»-Sandstein (Rhétien–frühes Hettangien), der im Kartengebiet praktisch nicht vorhanden ist, die *Prodkamm-Formation*, die *Spitzmeilen-Formation* (obere «Magerrai-Schichten») und die *Sexmor-Formation* (obere «Magerrai-Schichten»).

I_{1-2} **Prodkamm-Formation**

Die Abfolge der Prodkamm-Formation umfasst eine Wechselfolge von schiefrigem Tonstein und eisenschüssigem feinsandigem Kalksandstein mit karbonatischen Einlagerungen. Sie beginnt mit einer blaugrauen, sandig-oolithischen Kalkbank mit Muscheln und Brachiopoden des frühen Sinémuriens, gefolgt von Korallen- und Crinoidenkalken.

Vom Salengrat zwischen Gigerhorn und Etzelstock (östliches Kartengebiet) beschreibt SCHIELLY (1964, S. 143) rare Aufschlüsse von rostigem, leicht sandigem dunklem schiefrigem Tonstein und Kalksandstein als *Cardinien-Member*, das in

diesem Gebiet aber kaum von der Prodkamm-Formation zu trennen ist und deshalb nicht separat ausgeschieden wurde. Die Prodkamm-Formation beinhaltet ferner Quarzsandstein und leicht dolomitisierten oolithischen Kalk.

I₁ *Cardinien-Member*

Die basale Friteren-Schuppe (Frittern-Schuppe bei TRÜMPY 1949, FREY 1965) der Axen-Decke besteht nahe der Alp Friteren (Koord. 2716.400/1197.100) aus 90 m verschupptem und verfäلتeltem schiefrigen Mergel- und Tonstein des Cardinien-Members, dem untersten Abschnitt der Prodkamm-Formation.

TRÜMPY (1949, S.37) beschreibt an der Schuppenbasis etwa 3 m mächtigen grobkörnigen «Infralias-Sandstein» über einer dünnen Linse von gelbgrünem «Quartenschiefer» unmittelbar über Lochsiten-Kalk, der jedoch auf der Karte nicht darstellbar ist.

I₃ **Spitzmeilen-Formation**

TRÜMPY (1949) unterschied in der Spitzmeilen-Formation (spätes Sinémurien – ?frühestes Pliensbachien) fünf Faziestypen, von denen im Blattbereich der Urnerboden-Typ und der Glärnisch-Typ vertreten sind. Die gesamte Formation ist maximal 250 m mächtig.

Über dem Urner Boden setzt die Spitzmeilen-Formation über scharfer Grenze mit 30 m eisenschüssigem Sandstein («obere Quarzite», BRÜCKNER 1937) ein. In der Umgebung von Braunwald beginnt die Abfolge mit ankeritisierten Trümmern kleiner Muscheln; höher oben treten nesterartig Austern auf. Im mittleren Teil liegen lokal Sandkalk und Echinodermenkalk sowie schiefrige Bänder vor, aus denen sich gegen Osten dünnbankiger Kalksandstein entwickelt. Es zeichnet sich ein Wechsel von blaugrauem fossilführendem Kalk, Sandstein und schiefrigem Mergel ab, lokal mit Gryphäen- und Oolith-Horizonten. Die obersten 3–10 m sind wieder als eisenschüssiger Kalksandstein entwickelt. Zwischen Schächental und Braunwald treten im unteren Abschnitt der Spitzmeilen-Formation unten und oben detritische Sedimente auf. Der untere Abschnitt der Spitzmeilen-Formation, auf Friteren über 80 m mächtig, reduziert sich auf Bruwaldalp auf 40 m, was TRÜMPY (1949) als lokalen Rücken deutet, der den Ablagerungsraum der Urnerboden-Fazies von demjenigen der Glärnisch-Fazies trennte.

Der obere Abschnitt der Spitzmeilen-Formation bildet einen eigenständigen Sedimentationszyklus, im Urner Boden wie um Braunwald. Unterhalb von Brächalp–Ober Stafel und am Leuggelstock stellen sich an der Basis des oberen Abschnitts schiefrige Brekzienlagen ein. Es folgt gebänderter spätig-kieseliger Sandkalk, um Braunwald mit Gryphäen-Steinkernen; gegen den Urner Boden wird der Sandkalk von 50 m auf 35 m, bis zum Märcherstöckli auf 12–10 m Mächtigkeit reduziert.

Weite Teile des Salengrats (östliches Kartengebiet) bestehen nach SCHIELLY (1964, S. 143) aus wandbildenden Gesteinen der Spitzmeilen-Formation: Kieselkalk, Sandkalk, Kalksandstein und späterer Kalk sowie sporadisch graue dünne sandige Mergellagen.

Bränd-Brekzie

Über der bei der Mären-Formation auf S. 41 beschriebenen Abfolge im Wald von Bränd oberhalb von Luchsingen liegt mit tektonischem Kontakt Röti-Dolomit, gefolgt von brekziösen Gesteinen mit unebener Auflagerung: erst schlecht sortiert mit bis kubikmetergrossen Blöcken von Röti-Dolomit neben feiner Brekzie und grauem Kalk, der Bränd-Brekzie («Brekzie von Bränd», SCHINDLER 1959). Darüber folgen schiefrige Lagen mit Dolomitblöcken in dunkler Matrix. Dann stellen sich Brekzienlagen vom Typ untere Spitzmeilen-Formation mit Brocken von Dolomit und Quarz in hellgrauer kalkiger Matrix ein, wie sie in den östlichen Glarner Alpen nur in der oberen Sexmor-Formation auftreten. TRÜMPY (1949) und SCHINDLER (1959) deuten diese sehr schlecht sortierte Brekzie als Randfazies des Lias an der Böschung des Alemannischen Lands.

I₄₋₅ Sexmor-Formation

Die Sexmor-Formation (frühes Pliensbachien–frühes Toarcien) stellt einen neuerlichen Sedimentationszyklus dar, der im Klausenpassgebiet mit Echinodermenkalk beginnt. Dann folgt eine dünnbankige Wechselfolge von grauem Mergel und Kieselkalk; sie repräsentiert die grösste Wassertiefe während des Frühen Juras. Der obere Abschnitt zeichnet sich durch gebänderten Grobsand- und Kieselkalk mit hellen Hornsteinlagen aus. Die Fazies wird neritisch; es stellt sich späterer Echinodermenkalk mit Grobsandschlieren ein. Im Verlauf des späten Pliensbachiens und Toarciens treten Konglomeratlagen, Phosphorit, siderolithische Imprägnationen und Entkalkungskrusten auf, die auf temporäre Trockenlegung hindeuten. Ammonitenfunde im Kiesel- und Spatkalk (TRÜMPY 1949, S. 148) bekunden das Pliensbachien (*Amaltheus margaritatus* DE MONTFORD, 1808). Die Sexmor-Formation ist nördlich des Urner Bodens mit 70 m maximal mächtig.

Am Salengrat (Etzelstock–Mätzstöck–Gigerhorn) im östlichen Kartengebiet besteht die Abfolge des Frühen Juras aus Brekzien und Kakiriten (OBERHOLZER 1933, S. 143, TRÜMPY 1949, S. 31) ohne sichere stratigraphische Gliederung und ist fast gänzlich tektonisiert. SCHIELLY (1964, S. 55) erwähnt nicht eindeutig abgrenzbare Vorkommen der Sexmor-Formation am Salengrat bei Rotenberg. Es handelt sich überwiegend um hellbraun anwitternden, grauen und beigen dünnbankigen Sand- und Echinodermenkalk.

Dogger

Die Abfolge des Mittleren Juras (nach DOLLFUS 1965) mit seiner bathyalen Fazies besteht von unten nach oben aus der *Bommerstein-Formation* mit dem basalen *Mols-Members* und dem darüber folgenden *Glockhaus-Member* sowie der *Reischiben-Formation* mit dem Blegi-Eisenoolith.

Bommerstein-Formation

l₆-a₁ *Mols-Member*

Das basale Mols-Member («Opalinusschiefer» nach OBERHOLZER 1933; Toarcien–Aalénien mit *Leioceras opalinum* und *L. uncum*) besteht aus schiefrigem Tonstein und leitet nach oben in knorrig-schiefrigen sandigen Tonstein über. Im obersten Teil der Blabrus (Koord. 2725.000/1204.200, Bl. Elm) sind wenige Meter eisenschüssiger kalkiger Sandstein im Wechsel mit schiefrig-sandigem Tonstein sowie bis zu 30 m blauschwarzer schiefriger Tonstein (Mols-Member) aufgeschlossen (TRÜMPY 1949, SCHIELLY 1964). Damit umfasst die verkehrt gelagerte Abfolge der Axen-Decke am östlichen Kartenrand bei Rotenberg möglicherweise auch noch wenig Lias.

a₁₋₂ *Glockhaus-Member*

Das Glockhaus-Member («Glockhausserie» nach TRÖHLER 1966; Aalénien) im Hangenden des Mols-Members umfasst knorrig-schiefrigen sandigen Tonstein, schiefrigen bis gebankten Eisensandstein, roten Echinodermenkalk, Sandkalk, Tonschiefer und Quarzit. Am Aufstieg zur Glattalp ist zusätzlich roter Spatkalk vorhanden, der weiter westlich in den Ruosalper Bändern (Atlasblatt 83 Schächental) fehlt.

i₁₋₃ **Reischiben-Formation**

Die Reischiben-Formation umfasst sandigen Kalk (roter Echinodermenkalk) an der Basis, Spatkalk (grauer Echinodermenkalk) mit Kreuzschichtung am First sowie den bis 30 cm mächtigen Guppen-Fossilhorizont (*subfurcatum*- und *garantiana*-Zone des Bajociens mit *Parkinsonia parkinsoni* (SOWERBY, 1821) und *Garantiana garantiana* (D'ORBIGNY, 1845)). Der Guppen-Fossilhorizont findet sich auch an der Ostflanke des First, westlich des Oberblegisees und am Gumengrat (SCHINDLER 1959). Die Obergrenze konnte BIRCHER (1935, S. 30ff.) aufgrund einer reichen Fauna (v.a. Brachiopoden, Bivalven, Gastropoden und Cephalopoden) ins späte Bajocien stellen.

Blegi-Eisenoolith

Darüber folgt der Blegi-Eisenoolith («Oberblegi-Schichten»; spätes Bajocien – mittleres Callovien), ein 0,5–3 m roter eisenreicher oolithischer Kalk, ein Kondensationshorizont. Die Ablagerung erfolgte in wenig tiefem, bewegtem Wasser; Feinanteile wurden ausgeschwemmt (DÉVERIN 1945). Der Blegi-Eisenoolith, benannt nach dem Oberblegisee (nach A. Escher, s. SCHINDLER 1959, S. 19), bildet den Abschluss des Doggers gegen die Schilt-Formation. Die Typlokalität liegt in der First-Orstwand westlich des Oberblegisees bei Koord. ca. 2719.5/1204.4.

1839 besuchte A. Escher eine von Pfr. Speich, Luchsingen, entdeckte Fossilschicht am Südfuss des First, die er nach dem nahen Oberblegisee Blegi-Eisenoolith nannte. Aus dem 1 m mächtigen Horizont beschrieben MOESCH (1894), JEANNET (1920), OBERHOLZER (1933, S. 263) und BIRCHER (1935) reiche Faunen. Bei der Neubearbeitung der Fundstellen am Glärnisch – Bärentritt, Darliruns (Blatt Klöntal), First und Bächital – fand DOLLFUS (1961, 1965) neben Formen des späten Bajociens *Parkinsonia parkinsoni*, weitere Parkinsonien, meist solche des Bathoniens und frühen Calloviens sowie *Garantia garantiana*. Auf Oberblegi belegen *Zigzagoceras zigzag* (D'ORBIGNY), *Procerites fullonicus* (BUCKMANN 1923), *Tulites subcontratus*, *Morrisiceras morrissi* OPPEL 1857, *M. sphaera* BUCKMANN, *Oxycerites aspidoides* OPPEL 1857, *Wagnericeras (Suspensites) arbustigerum* (D'ORBIGNY), *Clydoniceras discus* SOWERBY 1813 und *Choffatia (Homoeoplunites) homoeomorpha* (BUCKMANN) das frühe Callovien mit *Macrocephalites macrocephalus* (SCHLOTHEIM, 1813).

Auf der Ostseite des Bisistals, südlich von Bärensol (ca. bei Koord. 2707.8/1200.2), nahm OBERHOLZER (1933, S. 263f.) am Weg zum Robutzli ein durchgehendes Doggerprofil von der Bommerstein-Formation bis zum Blegi-Eisenoolith auf. Im Geissberg-Profil am Osthang des Glatten konnte OBERHOLZER (1933) nirgends Blegi-Oolith feststellen. Zuweilen zeigt sich am Kontakt von dunkelgrauem Echinodermenkalk zum Malm eine rötliche Kruste mit dunklen Körnchen, Reste des Eisenooliths. Da die Reduktion des Doggers in der Ortstock-Kette unabhängig von der tektonischen Stellung erfolgte, ist sie primär. Das Doggerprofil südlich von Bärensol stammt von OBERHOLZER (1933, S. 264):

- 50–60 m knorrigiger Eisensandstein an der Basis: dünne Lagen und Linsen von eisenschüssigem feinkörnigem Sandstein mit schwarzen knorrig-schiefrigen Tonlagen. Gegen oben kompakte Eisensandsteinbänke,
- 20 m gebankter eisenschüssiger feinkörniger Eisensandstein mit Tonsteinzwischenlagen,
- 4–5 m dunkelrotbrauner feinkörniger Eisensandstein; zwischengeschaltet sind Lagen, Linsen und Knollen von gelbbraun anwitterndem eisenschüssigem Sandstein mit Belemniten,
- 12–15 m leicht eisenschüssiger Echinodermenkalk mit Schalentrümmern und Belemniten. Das Gestein ist von schlierigen Bänken von rotem Echinodermenkalk, unten von braunrotem Eisensandstein durchsetzt, zuoberst Quarzsandsteinknollen mit rostbrauner Verwitterungsrinde. Übergang in:
- 8 m gelbbraun anwitternder, dunkelgrauer spätiger Kalk mit Echinodermentrümmern, in der Mitte dunkler knorrig-schiefriger Tonstein von 20 cm, einzelne Belemniten,
- 8–10 m hell bräunlich-grau anwitternder feinspätiger dunkelgrauer Echinodermenkalk mit Tonschlieren, auskeilenden dunklen Sandsteinlagen mit gelbbrauner Verwitterungsrinde und dünnen dunkelgrauen schiefrigen Lagen; vereinzelt grosse Belemniten,
- 15–20 m grau anwitternder, grobspätiger Echinodermenkalk, im obersten Meter mit grossen dunklen ankeritischen Flecken, reich an grossen Belemniten,
- bis 0,4 m dunkelgrauer schiefriger Tonstein mit hellen Glimmerflittern und eingestreuten dunklen Oolithen, allenfalls ein Äquivalent der Garantiana-Zone. Wo dieser fehlt, geht

der Echinodermenkalk durch Zunahme dunkelgrauer Eisenooide und rötlicher Färbung über in:

- 0,5–0,8 m Blegi-Eisenoolith im Dach: roter bis grünlicher eisenoolithischer toniger Kalk.

Malm

Der mächtige Späte Jura lässt sich in der Axen-Decke von unten nach oben in die *Schilt-Formation* und die *Quinten-Formation* gliedern:

i₄₋₅ Schilt-Formation

Mit scharfer Grenze und Aufarbeitungslagen folgt über dem Blegi-Eisenoolith die Schilt-Formation (spätes Callovien – mittleres Oxfordien) mit flaserig-knolligen, durch gelbbraune tonig-mergelige Lagen und Häute getrennte Kalkbänke («Schilt-Kalk») mit ockergelben Zwickeln und Flecken, schlecht erhaltenen Ammoniten und Belemniten an der Basis. Im folgenden gelbgrau anwitternden schieferigen Mergel («Schilt-Mergel») finden sich Lagen und Linsen von mergeligem Kalk mit Belemniten; andere Fossilien treten zurück. Im unteren Abschnitt der Schilt-Formation können Kalk und Mergel einander lateral ersetzen. Der Kalk bekundet untiefe Schwellen im nördlichen Teil seines Ablagerungsraums; in tieferen Bereichen wird er durch Mergel ersetzt. Typischer Mergel tritt über vermergelndem Kalk nordwestlich des Oberblegisees auf und verdrängt dort die fossilführende kalkige Fazies. Im obersten Abschnitt der Schilt-Formation (Mürtschen-Member) vollzieht sich durch Ausfallen mergeliger Abfolgen und infolge des Dünnerwerdens der Zwischenlagen ein Übergang zu gebanktem, gelblich braun anwitterndem, im Bruch dunkelgrauem Kalk der Quinten-Formation.

Am Geissberg südöstlich des Ortstocks liegen 15 m Mergel der Schilt-Formation über Blegi-Eisenoolith, am Vorderen Eggstock 15–20 m (OBERHOLZER 1933); Kalk fehlt an beiden Orten. KUGLER (1987) hat östlich des Ortstocks über wenigen Dezimetern Blegi-Eisenoolith 5 m sandigen bis tonigen Siltstein (Seeztal-Member) sowie eine 50 cm mächtige Kalkbank festgestellt. Darüber folgen 41 m Mergel mit dünnen Kalklagen («Schilt-Mergel») und 39 m Mürtschen-Member. Ähnliche Ausbildung, bei grösserer Mächtigkeit hat SCHINDLER (1959) bei Blüemtsfanen im hinteren Bösbächital festgestellt.

Nördlich des Höchtor-Bruchs (westlich des Oberblegisees, s. S. 109) fehlt «Schilt-Mergel». Ohne Absatz hebt sich der First empor und bildet einen Gegensatz zu den weichen Formen südlich des Bösbächitals. Über knolligem, mächtig angeschwollenem «Schilt-Kalk» mit Ankerit tritt westlich des Oberblegisees mergeliger Kalk auf mit Horizonten von grauem Kalk in gelbbraun anwitternder mergeliger Matrix und 15 m knolligem Mergel mit Kalkbänken. Wo diese Horizonte fehlen, wird die Abfolge faziell dem Mürtschen-Member zugeordnet.

Zwischen Brunalpeli und Hinter Gass, der Senke zwischen Bös Fulen und Chratzerengrat, stehen die Schichten steil im Nordschenkel des Bös-Fulen-Gewöl-

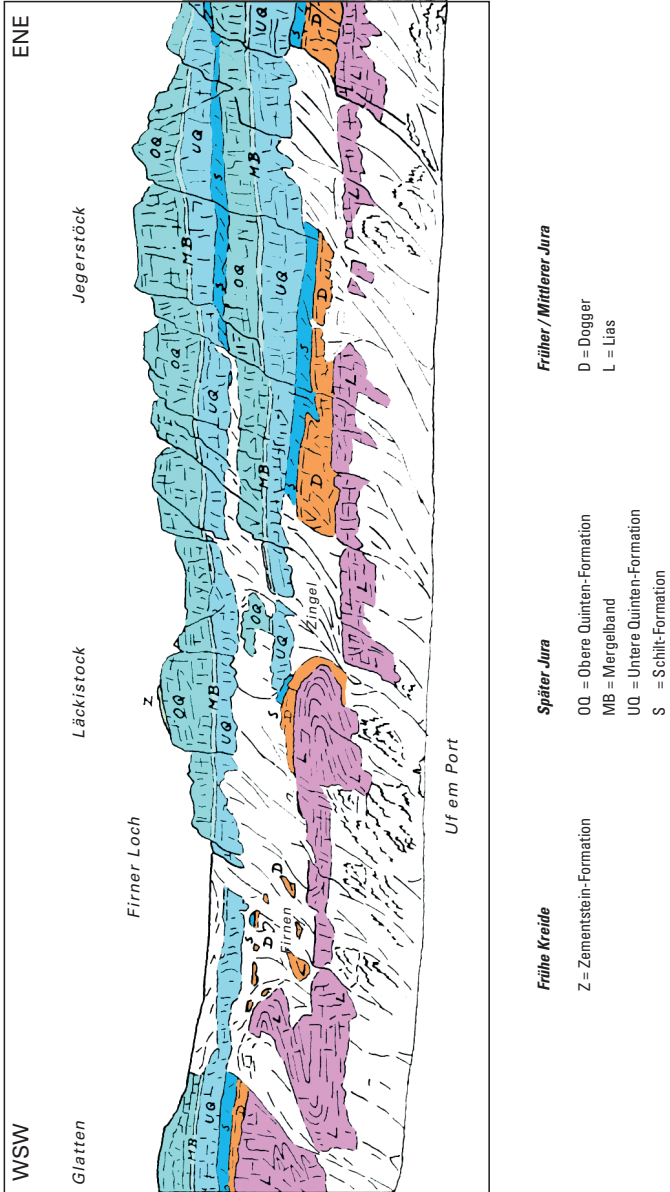


Fig. 8: Schematische Skizze der Axen-Decke auf der Nordseite des Urner Bodens (verändert nach BRÜCKNER et al. 1967).

bes. Trotz Störungen konnte ein Detailprofil durch Schilt- und Quinten-Formation aufgenommen werden (HANTKE 1949, 1961):

- *Schilt-Formation*: 8 m knolliger «*Schilt-Kalk*» mit Belemniten und schlecht erhaltenen Ammoniten. Wie auf Bärensol östlich des Bisstals ist der tiefere Abschnitt lokal intensiv rot gefärbt (ALB. HEIM 1891). OBERHOLZER (1933) fand *Perisphinctes dybowskyi* SIEMIRADZKI, *Haploceras erato* (D'ORBIGNY), *Ochetoceras canaliculatum* (VON BUCH 1831), *Harpoceras arolicum* (OPPEL), *Hastites unicanaliculatum* v. ZIETEN und Rhynchonellen.
- Im weiteren Verlauf folgen über 36 m mächtigem «*Schilt-Mergel*» 27 m heller und dickbankiger werdender «Oberer Schilt-Kalk» (*Mürtschen-Member*).
- *Quinten-Formation*: 136 m «*Unterer Quintner Kalk*» und 280 m «*Oberer Quintner Kalk*», der gegen oben neben feinkörnigen auch dolomitische Lagen und Bänke zuckerkörnigen Dolomits mit Belemniten einschliesst. Die beiden sind durch einige Dekameter dünnplattigen mergeligen Kalks (*Mergelband*) getrennt.

Quinten-Formation

Mächtig überragen die fast weiss anwitternden, kaum gegliederten Wände der Quinten-Formation (spätes Oxfordien – frühes Berriasien; Fig. 8) die weicheren Gesteine der Schilt-Formation, bilden plattige Grate mit steilen Felstürmen und weite, von Karren durchfurchte Hochflächen mit unsicheren Fazies- und Altersgrenzen (SCHINDLER 1959).

i₅₋₆ «*Unterer Quintner Kalk*»

Durch Aussetzen der Mergellagen geht der oberste Abschnitt der Schilt-Formation allmählich in gebankten, sehr feinkörnigen «Unteren Quintner Kalk» über. Der dunkelgraue, hellgrau anwitternde feinspätige bis dichte Kalk zeigt oft lilafarbene Flecken. In der Axen-Decke treten eine bis zwei scharf begrenzte schwarze Silexlagen auf. Gegen oben nehmen Bänke mit unebenen Fugen zu; Nautiliden, Ammoniten und Belemniten stellen sich in den oberen Partien ein.

i₇ *Mergelband*

Das Mergelband (im Rang eines Members) trennt den «Unteren» vom «Oberer Quintner Kalk» und besteht aus dunklem, hellgrau anwitterndem dünnbankigem bis flaserigem, schwach mergeligem Kalk (Fig. 9) mit deutlicher Untergrenze; gegen oben stellen sich wenige und dünne Mergelbänder ein.

i₈ «*Oberer Quintner Kalk*»

Wie der «Untere» ist auch der «Obere Quintner Kalk» ein dunkelgrauer, hellgrau anwitternder dickbankiger dichter bis feinspätiger Kalk. Gegen oben stellen sich Silexknollen ein, zuoberst folgen wenige Meter mächtige hellgrau anwitternde

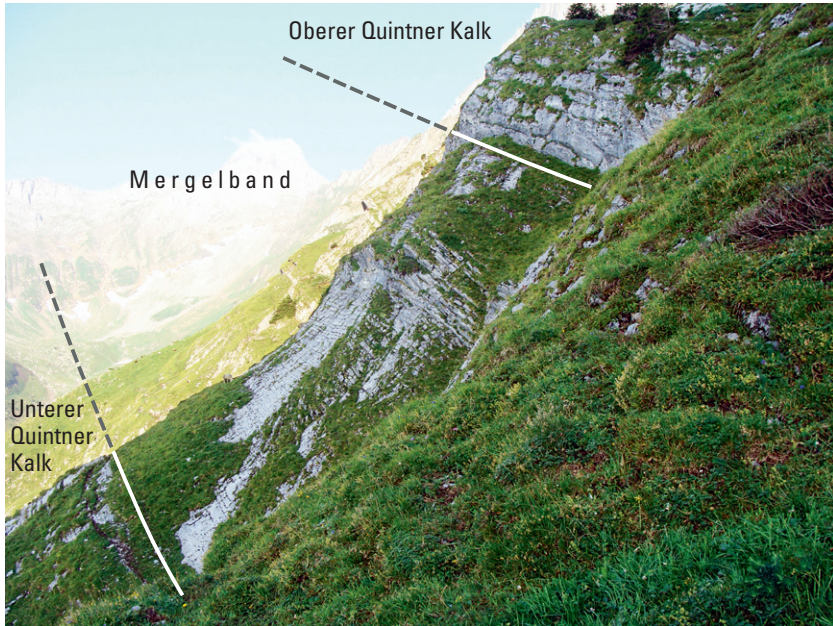


Fig. 9: Aufschluss des Mergelbands (Member der Quinten-Formation) am Chamm nordöstlich der Bösbächialp auf ca. 1780 m. Das Mergelband besteht aus dünnbanktem schwach mergeligem Kalk und trennt den «Unteren» vom «Oberen Quintner Kalk», beide sehr massig gebankt. Blickrichtung gegen Westen. Foto O. Kempf 2018.

Dolomitlagen. Dann folgt der Faziesumschwung in dunklen Mergelkalk. Innerhalb der Abfolge treten mächtige Brekzienbänke («Malm-Brekzie») auf, deren Komponenten aus dunklem Quintner Kalk in einer hellen feinkörnig-dolomitischen Matrix eingebettet sind (SCHINDLER 1959).

Die Fossilführung der Quinten-Formation ist bescheiden und meist auf Belemniten beschränkt. Auf der Charetalp fand OBERHOLZER (1933, S. 284) im obersten Abschnitt 400 m westlich der Erigmatt-Hütte eine Bank mit Perisphinctiden, Berriasellen, *Haploceras elimatum* (OPPEL) v. ZITTEL und *Aulacostephanus carpaticus* (v. ZITTEL).

Kreide

Wie in der Umgebung von Muotathal und Klöntal, zeigt die Kreide der Axen-Decke und ihrer höheren Schuppen auch am Glärnisch, am Rad und am Gassenstock eine zyklische Gliederung (HANTKE et al. 2013). Die mehrere hundert Meter mächtige basale Kreide umfasst gemäss der Gliederung von SCHINDLER (1959) Zementstein-Formation, «Unterer Öhrli-Mergel» – wird heute zur Palfris-Formation gezählt (s. Darstellung in Föllmi et al. 2007, Fig. 2) – sowie «Unterer Öhrli-Kalk», «Oberer Öhrli-Mergel» und «Oberer Öhrli-Kalk», die in der Öhrli-Formation zusammengefasst sind. Detailprofile finden sich in OBERHOLZER (1933), HANTKE (1949, 1961) und SCHINDLER (1959). Die Kreide-Schichtglieder sind in den höheren Schuppen der Axen-Decke unterschiedlich mächtig.

c_{1z} Zementstein-Formation

In der Hinder Gass nördlich des Bös Fülen stellt sich nach dem Faziesumschwung in dunkelgrauen schiefrigen Mergel der Zementstein-Formation (Berriasien, HANTKE 1949, 1961, SCHINDLER 1959, BURGER & STRASSER 1981, FÖLLMI et al. 2007) mit seinem Member *Gassen-Kalk* – ein hell anwitternder grauer, kalkarenitischer bis mikritischer Kalk – nach wenigen Dekametern eine Rekurrenz zur Fazies ähnlich des Kalks der Quinten-Formation ein. Der Gassen-Kalk, von R. Hantke (in SCHINDLER 1959, S. 33) nach schönen Aufschlüssen am Hinder Gassenstock benannt, ist am Glärnisch, am Rad und in der Jegerstöck-Ortstock-Kette entwickelt; gegen Westen fällt er aus; schon am Pfannenstock fehlt er. Der Gassen-Kalk leitet über in eine Wechselfolge beige anwitternder, leicht mergeliger Kalkbänke mit dünnplattig-schiefrigen Mergellagen. Gegen oben werden die Kalkbänke spärlich, die Abfolge geht in dunklen Mergel mit mergeligen Kalkbänken der Palfris-Formation über.

Die Zementstein-Formation ist in etwas tieferem Wasser abgelagert worden als die oberste Quinten-Formation. Slump-Horizonte und grobklastische Kalklagen deuten auf Hanglage. Im Grenzbereich Jura/Kreide wechselt die Fazies im Glärnischgebiet vertikal und lateral.

c_{1p} Palfris-Formation

Die Palfris-Formation (Berriasien) besteht überwiegend aus dunkelgrauem Mergel, in den sich mergelige Kalkbänke einschalten; sie ist mit dem «Unteren Öhrli-Mergel» (auct.) von BURGER & STRASSER (1981) vergleichbar.

c_{1ö} Öhrli-Formation

Die Öhrli-Formation (Berriasien) von Dräggloch und Chratzerenfurggeli hat OBERHOLZER (1933, S. 296f.) beschrieben, dabei den «Oberen Öhrli-Kalk» aber et-

was zu mächtig angegeben. BURGER & STRASSER (1981, Taf. 5) haben von Gassenstock-Dräggloch unter Berücksichtigung der Mikrofazies ein Detailprofil (Paratypusprofil, Fig. 10) aufgenommen, da die Basis der Öhrli-Formation weder am Öhrlikopf nordöstlich des Säntis, noch sonst im Alpstein aufgeschlossen ist. Steilheit und Kartenmassstab erlauben eine Gliederung in:

- «Unteren Öhrli-Kalk», bräunlich anwitternd
- «Oberen Öhrli-Mergel», fossilreich (teilweise ausscheidbar)
- «Oberen Öhrli-Kalk», hellgrau anwitternd, gut gebankt, enthält Bioklasten und oolithische Lagen (vgl. Hantke et al. 2013).

Am Mittler Gassenstock sind die Schichten leicht verfaultet und schräggestellt. Vom Napf westlich der Brunalpeli-Störung stellt sich eine zunehmende Vermergelung gegen Südwesten ein. OBERHOLZER (1933, S. 285) erwähnt vom Grat zwischen Gross Chilchberg und Höch Turm bei Pkt. 2466 m Belemniten, Perisphinctiden und *Apiocrinus*. Der Kalk der Öhrli-Formation bekundet ein Vorrücken des Flachwasserbereichs gegen Süden.

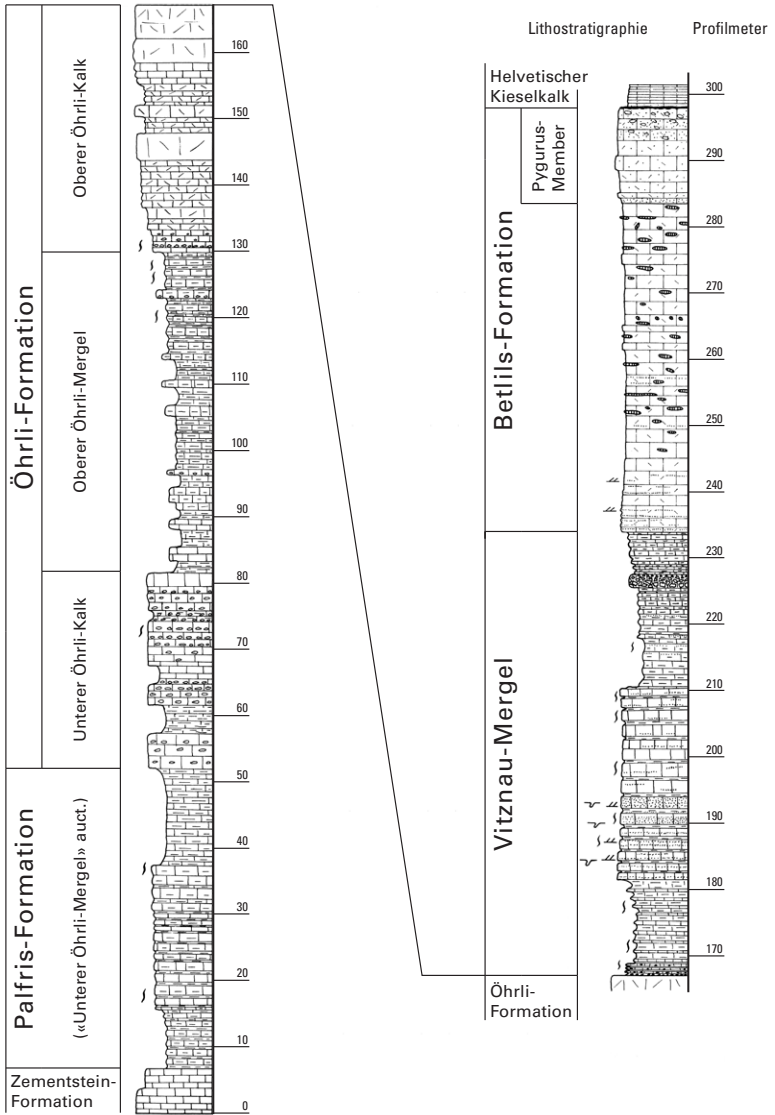
Am Chratzerengrat fand OBERHOLZER (1933) Korallen im «oberen Öhrli-Kalk»: *Stylina micropora* Koby und *Phyllocoenia heimi* Koby, am Ostende *Montlivaultia* sp., südlich der Drägglochalp *Holocoenia* cf. *jaccardi* und am Rossstock-Gipfel *Rhipidogyra* sp. Aus dem «Oberen Öhrli-Kalk» von Hinter Brust, in einem rechten Seitental der Muota, erwähnt OBERHOLZER (1933) *Stylosmila alpina* Koby.

c_{2v} Vitznau-Mergel

Die Kalk-Mergel-Wechselfolge des Vitznau-Mergels (Valanginien) verläuft als Band geradlinig entlang einer Linie Bächifirn-Gassenstock-Chratzerengrat-Rätschtal. Daraus hat OBERHOLZER (1933, S. 306) eine reiche Fauna erwähnt mit Muscheln: *Exogyra couloni* (D'ORBIGNY), *Arctostrea rectangularis* (ROEMER, 1839), *Pinna robinaldina* D'ORBIGNY und *Lima* sp.; Brachiopoden: *Terebratula moutoniana* D'ORBIGNY, *T. aubersoniensis* PICT., *T. sella* SOWERBY und *Rhynchonella irregularis* (PICTET, 1872); Korallen: *Latiphyllia neocomiensis* FROMENTEL 1877 und *Cladophyllia* sp.; Gastropoden: *Ampullina sautieri* COQUAND; Belemniten: *Belemnopsis* sp. BURGER & STRASSER (1981, Taf. 5) konnten ihr Profil der Öhrli-Formation über den Vitznau-Mergel bis ins «Pygurus»-Member der Betlis-Formation fortsetzen.

Fig. 10: Profil Dräggloch der tieferen Kreideformationen der Axen-Decke von Palfris-Formation bis Betlis-Formation (verändert nach BURGER & STRASSER 1981, Taf. 5). Das Profil zwischen Mittler und Vorder Gassenstock beginnt im Dach der Zementstein-Formation bei Koord. 2714.620/1203.910. Für die Gesteinsbeschreibung siehe Text.

Profil Dräggloch



c_{2B} **Betlis-Formation**

Vom Silberenfist am Südrand der Oberen Silberen-Schuppe erwähnt OBERHOLZER (1933, S. 307) den Seeigel *Pygurus rostratus* AGASSIZ, 1839 und die Korallen *Arctostrea rectangularis* (ROEMER, 1839) aus den obersten 20–25 m des gelblich grau anwitternden feinspätigen biogenen Betlis-Kalks (Valanginien) mit schwarzen Silexknollen. Auf Silberenalp stellt sich nördlich von Sonnenrain ein bis zu 1 m mächtiger, dunkelbraun anwitternder Sandkalk mit Bruchstücken von *Pygurus rostratus* und *Arctostrea* sp. des Pygurus-Members ein; es ist auf der Karte teilweise ausgewiesen. Am Westende des Rossstocks fand OBERHOLZER (1933, S. 305) nördlich der Zeinenmatt 6 m Pygurus-Member mit *Arctostrea* sp., Belemniten und Seeigeln.

In der Abfolge der Oberen Silberen-Schuppe beobachtete Arn. Heim (1906 in HAUSWIRTH 1913) nordwestlich des Dräggloch eine Mächtigerkeitsreduktion. Auf Helvetischen Kieselkalk der Unteren Silberen-Schuppe überschoben fand er 5 m braun anwitternden knorrigen Kalk der Betlis-Formation mit bis 1 mm grossen Echinodermenbruchstücken und herauswitternden verkiesselten Fossilrümern sowie 4 m typischen grauen Betlis-Kalk mit Spatflächen, reich an bis 0,5 m grossen, lokal in Lagen angehäufteten Kieselknollen. Darüber folgt mit scharfer Grenze Helvetischer Kieselkalk, zunächst 10 m plattig und schiefrig-sandig, dann dickbankig; die Fazies entspricht jener des mittleren Säntis. Wenige 100 m entfernt stellen sich im Betlis-Kalk einige Dezimeter sandigen Kalks des Pygurus-Members ein. Im Grenzbereich Valanginien/Hauterivien tritt oft ein glaukonitischer Fossilhorizont auf, die Gemsmättli-Bank des Helvetischen Kieselkalks, mit phosphoritierter Fauna des oberen Valanginiens. Die Sedimente leiten zu in tieferem Wasser abgelagertem spikulitischem Kieselkalk über.

c₃ **Helvetischer Kieselkalk**

Der Helvetische Kieselkalk (Hauterivien, FUNK 1969) beginnt mit dickbankigem, dunkelgrau anwitterndem schiefrigem kieseligem Kalk mit Silexknollen, der von einem bräunlichen sandig-glaukonitischem mergeligen Kalk, dem *Lidernen-Member*, unterteilt wird. Dieses enthält am Rossstock im Lidernen-Gebiet (Atlasbl. 127 Muotathal) eine reiche Fauna (HANTKE 1949, 1961, FUNK 1971). Der oberste Abschnitt des Helvetischen Kieselkalks besteht aus grob-spätigem glaukonitischem Echinodermenkalk («Echinodermenbrekzie»). Grösste Mächtigkeit in der Axen-Decke erreicht der Helvetische Kieselkalk in südlichen Bereich der Bächistock-Schuppen (OBERHOLZER 1933, HANTKE 1949, 1961, SCHINDLER 1959).

c₄ **Tierwis-Formation**

Der Echinodermenkalk des Helvetischen Kieselkalks wird abgelöst vom glaukonitischem sandig-tonigen Altmann-Member (spätestes Hauterivien bis frühestes Barrémien) der Tierwis-Formation. In ihm hat OBERHOLZER (1933) nördlich des Silberenseelis *Exogyra aquila* und Rostren von *Belemnopsis (Hastites) pistilliformis* gefunden. Darüber folgt eine dünn-schichtige, teils knollige Wechsellagerung von

bräunlich-grauem Mergel und Kalkbänken des Drusberg-Members (Barrémien). Am Übergang zur Schrattenkalk-Formation enthält es oft Lagen dichtgedrängter Austern, *Exogyra sinuata*, die «Sinuata-Bänke». In den Silbernen-Schuppen ist das Drusberg-Member 40–50 m mächtig.

Schrattenkalk-Formation

In der Axen-Decke gliedert sich die Schrattenkalk-Formation (spätes Barrémien – frühes Aptien) in einen durch das Rawil-Member (c_{SR} ; «Untere Orbitolinenschichten») getrennten «Unteren Schrattenkalk» (c_{4u}) und einen «Oberen Schrattenkalk» (c_{5o}). Unterschiedliches Hinaufgreifen der Fazies des Drusberg-Members ergibt für den «Unteren Schrattenkalk» variable Mächtigkeiten (ARN. HEIM 1916, IBELE et al. 2016, Fig. 11).

c_{4u} «Unterer Schrattenkalk»

Der untere Abschnitt der Schrattenkalk-Formation (Barrémien) besteht aus hellgrau anwitterndem dickbankigem fossilarmem hellgrauem Kalk.

c_{SR} *Rawil-Member*

Das Rawil-Member (frühes Aptien) zeichnet sich durch mergelige fossilreiche Kalklagen mit Seeigeln, Rhynchonellen, Terebrateln und lokal massenhaft Orbitolinen aus. Vom verkehrtliegenden, über 40 m mächtigen Rawil-Member oberhalb von Butzen westlich der Silbernen gibt OBERHOLZER (1933, S. 350) ein Detailprofil. Am Top des Rawil-Members stellt sich in der Axen-Decke und ihren Schuppen eine bräunlich anwitternde, schlierige Feinsandbank ein.

c_{5o} «Oberer Schrattenkalk»

Der obere Abschnitt der Schrattenkalk-Formation (frühes Aptien) besteht aus hellgrau anwitterndem massigem bioklastischem hellgrauem Kalk.

In der Oberen Silbernen-Schuppe bewegt sich der «Untere Schrattenkalk» am Ostabfall der Silbernen um 80–100 m, am Näbelchäppler um 120 m (OBERHOLZER 1933, S. 349); am Bietstock (Bl. Klöntal) erreicht er gar 150 m. Das Rawil-Member und der «Obere Schrattenkalk» umfassen am Nordwestabhang der Silbernen je 50 m. An der Vorderen Silbernen reduziert sich die gesamte Schrattenkalk-Formation auf 15 m. Auch das westlich von Twärenen noch fast 50 m mächtige Rawil-Member wird gegen die Vordere Silbernen geringmächtiger und atypischer, die Siltsteinlagen im Dach fallen aus. Die 30–60 m «Oberer Schrattenkalk» reduzieren sich auf 5 m Mächtigkeit.

Garschella-Formation

Die sandig-kalkige und mergelig-glaukonitische Garschella-Formation (frühes Aptien–frühes Cénomaniens, FÖLLMI & OUWEHAND 1987) ist in der Axen-Decke in Brisi- und Selun-Member gegliedert.

c_{6B} Brisi-Member

Die Garschella-Formation transgrediert im Silbernen-Gebiet auf die Schratenkalk-Formation mit einige Dezimeter- bis metermächtigem glaukonitischem feinkörnigem Sandstein und bis mehrere Meter mächtigem spätem Echinodermentkalk des Brisi-Members.

c_{6-8S} Selun-Member

Über dem Brisi-Member liegt mit scharfer Grenze die 15–25 cm mächtige *Twäriberg-Bank* des in der Karte nicht weiter untergliederten Selun-Members mit Brocken von Brisi-Kalk, phosphoritischen Steinkernen und Ammoniten mit *Douvilléceras mammilatum* (SCHLOTHEIM). Dann folgen die *Sellamatt-Schichten* (FÖLLMI & OUWEHAND 1987) mit glaukonitarmem siltigem Mergel mit Phosphorit- und Fossilagen («Fluhbrig-Schichten») und massigere Siltsteinlagen («Twärenschichten»). Sie gehen nach oben in die *Aubrig-Schichten* über mit einer glaukonitreichen Fazies mit hellen, nach oben kleiner werdenden Kalkknollen, gefolgt von dunklem Glaukonit führendem Sandstein. Die glaukonitische *Kamm-Bank* im Dach des Selun-Members, ein Kondensationshorizont, zeichnet sich auf Twärenen und Bödmeren durch gerollte Steinkerne mit *Mariella bergeri* (BRONGNIART 1822) aus.

Im Silberengebiet auf Bödmeren (Pkt. 1632 m) fand OBERHOLZER (1933, S. 368) in den «Fluhbrig-Schichten» *Inoceramus concentricus* PARKINSON, 1819 und kleine Belemniten, in der Kamm-Bank *Mariella (M.) bergeri* und *Turrilites taeniatus* PICTET & CAMPICHE, 1862. Von Mittel-Twärenen erwähnt OBERHOLZER (1933, S. 367) an der Basis der «Fluhbrig-Schichten» *Inoceramus concentricus* und *I. salomoni* D'ORBIGNY, *Beudanticeras beudanti* (BRONGNIART, 1822), *Puzosia latidorsata* MICHELIN, *Belemnopsis minimus* LIST., *Aporrhais orbignyana* PICTET & ROUX, *Avellana subincrassata* D'ORBIGNY, *Plicatula gurgitis* PICTET & ROUX, 1853, *P. inflata* SOWERBY und *Ostrea tuberculifera* KOCH & DUNKER.

c₉ Seewen-Formation

Die Seewen-Formation besteht aus hellgrauem mikritischem Kalk mit flaserigen Tonhäuten, vereinzelt kleinen Belemniten und Schalentrümmern von Inoceramen. Der 20–50 m mächtige Kalk ist in der Oberen Silbernen-Schuppe lokal rund 10 m über der Basis rötlich gefärbt. *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI, 1945) markiert die Nähe der Cénomaniens/Turonien-Grenze.

Paläogen

e₄ **Bürgen-Formation**

In der Axen-Decke transgrediert Assilinengrünsand mit *Assilina exponens* (SOWERBY) der Bürgen-Formation (Lutétien) auf Kalk der Seewen-Formation. Aufschlüsse finden sich im nordwestlichen Kartengebiet beim Hinter Bärenloch.

e₅₋₆ **Stad-Formation**

Grauer, gelblich anwitternder schiefriger siltiger Mergel der Stad-Formation (Bartonien–Priabonien) erreicht in der Oberen Silbernen-Schuppe beim Alpeli (Blatt Klöntal) und südwestlich des Pragelpasses eine Mächtigkeit von 10–15 m. Ihre höheren Teile sind vermutlich bei der Überschiebung der Drusberg-Decke abgeschert worden.

DRUSBERG-DECKE

Kreide

Aufschlüsse mit Gesteinen der Drusberg-Decke finden sich lediglich in der Nordwestecke des Kartengebiets bei Alp Schattgaden und am Roggenstöckli, einer kleinen Klippe der Drusberg-Decke mit stark reduzierter Mächtigkeit, vor allem des Helvetischen Kieselkalks.

c_{1P} **Palfris-Formation**

Nördlich des Pragelpasses nahmen BURGER & STRASSER (1981, Taf.6) ein Profil der obersten Zementstein-Formation, Palfris-Formation, des Vitznau-Mergels bis zu versacktem Diphyoides-Kalk auf, das BURGER (1986) mikrofaziell beschrieb (Fig.11). Im Kartengebiet tritt Palfris-Formation bei Gruebi und nördlich der Starzlen in Erscheinung. FÖLLMI et al. (2007) gehen für die Palfris-Formation von einem Berriasien- bis frühen Valanginien-Alter aus.

c_{2V} **Vitznau-Mergel**

Seit dem späten 19. Jahrhundert herrscht über die Mergelabfolge der basalen Kreide (Palfris-Formation bis Diphyoides-Kalk) nomenklatorisch eine verwirrende Situation. BURGER & STRASSER (1981, S.543, Taf.3) nahmen für die biostratigraphisch kaum genau einzustufende Abfolge ein Detailprofil an der Nordwestseite des Vitznauer Stocks mikrofaziell auf und schlugen den stufenfreien Namen Vitznau-Mergel vor. FÖLLMI et al. (2007) nehmen für das Alter des Vitznau-Mergels frühes Valanginien an.

Profil Pragelpass

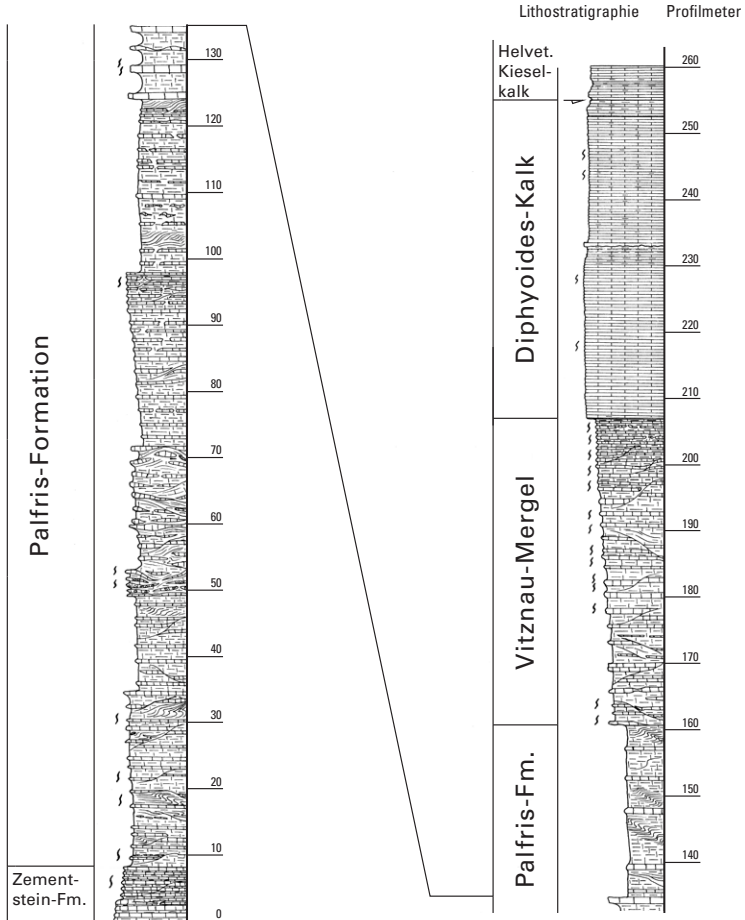


Fig. 11: Profil Pragelpass der tieferen Kreideformationen der Drusberg-Decke von Palfris-Formation bis Diphyoides-Kalk (nach BURGER & STRASSER 1981, Taf. 6). Das Profil nördlich des Pragelpasses beginnt im Dach der Zementstein-Formation (nördlich ausserhalb des Kartengebiets bei Koord. 2708.810/1206.770). Für die Gesteinsbeschreibung siehe Text.

Nördlich des Pragelpasses (Blatt Klöntal) besteht der Vitznau-Mergel aus einer monotonen fossilarmen bioturbirten Kalk-Mergel-Wechselfolge von 45 m Mächtigkeit (Fig. 11). Die Abgrenzung gegen die liegende Palfris-Formation ergibt sich durch den höheren Anteil an Kalklagen von 30–40% gegenüber 10–15% in der Palfris-Formation (BURGER & STRASSER 1981). Im südlichen Ablagerungsraum bewegt sich die Mächtigkeit des Vitznau-Mergels, braun anwitternder schiefriger Mergel mit Kalklagen, um 50 m (BURGER & STRASSER 1981). Am Roggenstöckli bildet Vitznau-Mergel die Basis der Abfolge.

c_{2D} Diphyoides-Kalk

Am Roggenstöckli folgt über Vitznau-Mergel 30 m gelblich anwitternder gebankter mikritischer Diphyoides-Kalk. Diphyoides-Kalk umfasst altersmässig das frühe Valanginien bis frühe Hauterivien (FÖLLMI et al. 2007).

c₃ Helvetischer Kieselkalk

Der düster bräunlich anwitternde Helvetische Kieselkalk ist am Roggenstöckli nur noch um 30 m mächtig, an der Basis schiefrig bis dünnplattig, dann plattig, während er am Druesberg um 500 m mächtig ist.

ULTRAHELVETIKUM

Das Mättental-Melange und das Schabell-Melange («Wildflysch») werden allgemein als südhelvetisch betrachtet. Sie überlagern mit tektonischem Kontakt die Nordhelvetische Flysch-Gruppe («eingewickelte» Flyschkomplexe, LEUPOLD 1942).

MÄTTENTAL-MELANGE, SCHABELL-MELANGE

Westlich der Linth und im Liegenden der Griessstock-Decke wird südlich des Fätschbachs die Sandstein-Tonstein-Wechselfolge der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe von tektonisch stark beanspruchten südhelvetischen Sedimenten tektonisch überlagert. Diese lassen sich als Melange interpretieren und werden analog zur Situation im Kartengebiet von Blatt Muotathal als *Mättental-Melange* zusammengefasst (HANTKE et al. 2013). Das Mättental-Melange zieht von dort nach Norden, bis unterhalb von Braunwald, ins unmittelbar Liegende der Axen-Decke.

Auf der Ostseite der Linth findet sich eine ebenfalls tektonisch stark ausgedünnte Sedimentabfolge, die eine Affinität zur Blattengrat-Decke aufweist (BISIG 1957, STYGER 1961). Gegen Osten zu wird diese Abfolge mächtiger und enthält ne-

ben südhelvetischen Elementen auch solche der Sardona-Decke, wie z.B. den Sardona-Quarzit. Dieses Melange (Wildflysch gemäss OBERHOLZER 1933) liegt über der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe (Bl. Linthal u. Elm) oder über der Blattengrat-Decke (Bl. Elm), wie auch neue Aufnahmen aus dem Gebiet des Blatts Elm (B. den Brok, mündl. Mitt. 2019) zeigen. Um es deutlich vom Mättental-Melange abzugrenzen, wird hier der Begriff «*Schabell-Melange*» nach Aufschlüssen rund um den Schabell (Bl. Elm, bei Koord. 2729.490/1199.070) eingeführt.

Die beiden Melange-Abfolgen sind im Kartengebiet sehr ähnlich aufgebaut, weshalb sie in der Legende auch einheitlich dargestellt werden. Doch sie unterscheiden sich in zweierlei Hinsicht deutlich.

- **Zusammensetzung:** Das Mättental-Melange enthält im Kartengebiet Muotathal neben typischen südhelvetischen Nummulitenkalk- und spätkretazischen Mergelpaketen auch Elemente des Nordhelvetischen Flyschs (HANTKE et al. 2013). Nordhelvetische Elemente fehlen dagegen völlig im Schabell-Melange; dafür enthält es im Kartengebiet Elm neben südhelvetischen auch ultrahelvetische Elemente wie Sardona-Quarzit und Globotruncanen-Kalk bzw. -Mergel (nach WEGMANN 1961; B. den Brok, mündl. Mitt. 2019).
- **Tektonische Entstehung und Position:** Das Mättental-Melange bildet das Liegende entweder der Axen-Decke bzw. der Axen-Überschiebung oder der Griesstock-Decke bzw. deren basaler Überschiebung. Es wurde daher bereits mit der frühen Abscherung der als subhelvetisch bezeichneten Einheiten der Griesstock-Decke oder des Clariden-Schuppenkomplexes angelegt. Demgegenüber befindet sich das Schabell-Melange in einer Position im Dach der früh abgescherten Sardona- und Blattengrat-Decke bzw. des Nordhelvetischen Flyschs und im Liegenden der Glarner Hauptüberschiebung unter dem Glarner Deckenkomplex. Es wurde demnach erst mit der Überschiebung der oberhelvetischen Decken angelegt.

Gemäss BISIG (1957) haben die Nummulitenkalkbänke (des «Einsiedeln-Typus», heute Euthal-Formation) innerhalb der stark tektonisierten Abfolge eindeutig südhelvetischen Charakter. Gesteine, die sich der ultrahelvetischen Sardona-Decke zuordnen lassen, werden gegen Westen spärlicher und keilen im Bereich unterhalb des Käpfigipfels aus (BISIG 1957). Für das Gebiet von Blatt Linthal nimmt STYGER (1961) daher an, dass Reste der ultrahelvetischen Sardona-Decke nicht mehr vorhanden sind; FREY (1965) hingegen schliesst nicht aus, dass der Alternoren-Flysch mit seinen Quarzit- und Kristallinblöcken (vorwiegend Bl. Tödi) dem jüngeren Anteil der Sardona-Decke entsprechen könnte.

Paläogen

f_w «Wildflysch»

Die sehr stark verschuppte und verfaltete Abfolge von «Wildflysch» – stark geschieferter Tonstein, Mergel und Kalk – am Chamerstock, unter Fruttberg an der Klausenpass-Strasse und unter der Gängliwand oberhalb von Linthal sowie westlich und südlich unterhalb des Saasbergs (OBERHOLZER 1942) enthält nach FREY (1965, S. 79ff.) zahlreiche meist linsenförmige Gesteinspakete von unterschiedlicher Art und Herkunft. Im unteren Teil des Wildflyschs treten stark geschieferter blauschwarzer Mergel, siltig-feinsandiger Mergelkalk und schiefrig-flaseriger Kalk auf, die sich mit spätkretazischem Amden-Mergel und Kalk der Wang-Formation vergleichen lassen, allerdings nicht datiert sind. Darüber folgen mehrere Meter mächtige Lagen von Nummulitenkalk der Euthal-Formation (Einsiedeln-Member) und, in den höchsten Abschnitten, der Bürgen-Formation³⁾, die auch teilweise auf der Karte dargestellt sind. Schieferiger, stellenweise stark deformierter, Globigerinen führender Mergel und Mergelkalk der Stad-Formation folgt darüber, ist jedoch aufgrund der geringen Mächtigkeit nicht separat ausgeschieden. Die Bildung erfolgte vermutlich im Späten Eozän bis Frühen Oligozän. Im Wildflysch enthalten sind Pakete von:

c₁₁₋₁₃ Amden-Mergel, Wang-Formation

Am Chamerstock und in der Felswand am Balzenberg (Gängliwand, bei Koord. 2717.750/1197.225) treten schiefriger siltig-feinsandiger Kalk und Mergelkalk mit schwach kieseligen Kalklagen auf, die im Liegenden der Nummulitenschichten fast 30 m erreichen (FREY 1965); sie können mit dem Amden-Mergel und der Wang-Formation korreliert werden. Wie im Schächental lieferten die dort als «sterile graue Mergelschiefer» bezeichnete Abfolge nirgends Fossilien (BRÜCKNER 1937, FREY 1965, HANTKE & BRÜCKNER 2011). BISIG (1957) stellte fest, dass der Kreideanteil der Blattengrat-Abfolge im hinteren Sernftal gegen den Richetlipass abnimmt. STYGER (1961) berichtete, dass östlich des Guetbächchamm in versackten Partien oberhalb von Bodmen Amden-Mergel liegt (auf der Karte nicht dargestellt).

e₃₋₄ Euthal-Formation, Bürgen-Formation

In den Wildflysch eingeschaltet, treten oft in Linsen aufgelöste, meist 5–8 m dicke Pakete von Nummulitenkalk auf. FREY (1965) versuchte, die zerscherten und zerrissenen Nummulitenbänke am Nordabfall der Clariden-Kette in das von W. Leupold (in JEANNET et al. 1935, LEUPOLD 1939, 1942) entworfene und von

³⁾ Nach den Angaben von FREY (1965) vermutlich das Steinbach-Member.

HERB (1962, 1988) und KUHN (1972) verfeinerte Fazieskonzept der helvetischen Nummulitenbildungen einzuordnen. Glaukonitischer Onkolith in der Alpbergus (Koord. 2717.285/1196.290) mit grossen Discocyclusen und Pectenfragmenten über mergeligem Kalk mit Discocyclusen, kleinen Nummuliten und *N. cf. gallensis* verweist auf das Einsiedeln-Member der Euthal-Formation. FREI (1965, S. 81) fand am Ostabfall des Chamerstock neben *Assilina major* und *A. aff. spira* (DE ROISSY) kleine Discocyclusen, *Nummulites millicaput* var. *minor*, die bereits der basalen Bürgen-Formation (Steinbach-Member, MENKVELD-GFELLER et al. 2016) zugeordnet werden. In siltigem Kalk in der mittleren Bachrinne unter der Gängliwand (2717.785/1197.260) erkannte FREY (1965, S. 81) Discocyclusen, *Assilina* aff. *spira* und Alveolinen der Gruppe der *A. pinguis* HOTTINGER, 1960.

Am Weg Geissstein-Malor fand FREY (1965) neben Muscheln und Schnecken *Aturia ziczac* (SOWERBY, 1812), *Nautilus* cf. *umbilicaris* DESHAYES, Terebrateln der Gruppe der «*T.*» *escheri* MAYER-EYMAR, *Marcia* (*Mercimonia*) cf. *deleta* (DESHAYES, 1857), *Gobraeus* (*Psammotaena*) sp., *Parvisipho infraeoaenicus* (COSSMANN, 1889), *Trochocyathus crenulatus* M.-E. und *Acanthocyathus*. Die Stellung der Linsen zwischen Fätschlirus und Bärengüetlirus – es handelt sich um Glimmer führenden sandigen Nummulitenkalk (Koord. 2717.330/1195.885), schwach kalkigen glaukonitischen Sandstein (2717.320/1195.780) und Quarzsandstein (2717.285/1195.780) – muss offen bleiben.

Die Nummuliten- und Schieferabfolgen der östlichen Clariden-Kette stammen wohl aus dem gleichen (südhelvetischen) Faziesraum wie jene der äusseren Einsiedeln-Schuppen (LEUPOLD 1943, FREI 1963) und der Blattengrat-Decke (LEUPOLD 1939, 1943, WEGMANN 1961). Der Streifen am Ostabfall der Clariden-Kette lag paläogeographisch vermutlich am Nordwestrand der Einsiedeln-Schuppen (vgl. LEUPOLD 1943).

Im Weisstannental und in den äusseren Einsiedeln-Schuppen beobachtete LEUPOLD (1943) im Dach des Stad-Mergels der Blattengrat-Abfolge eine Wechselfolge von schwarzem, schwach siltigem, glimmerigem Schiefer und dünnen Kalksandsteinbänken, die er «Intermediären Flysch» oder «Lavitina-Flysch» nannte. Eine ähnliche Abfolge betrachtete W. Leupold (in STAUB & LEUPOLD 1945) am Chamerstock in dem mit feinkonglomeratischem Stad-Mergel verbundenen schiefrigen Kalksandstein der Chilchlirus ebenfalls als «Lavitina-Flysch». Dieser Sandstein entspricht dem *Lavitina-Sandstein* von MENKVELD-GFELLER et al. (2016). Aufgrund der geringen Mächtigkeit und Verbreitung im Kartengebiet wurde diese Einheit jedoch nicht ausgeschieden.

QUARTÄR

Pleistozän

Mittleres – Spätes Pleistozän

q_{dN} **Nidfurn-Deltaschotter**

Der verkittete, glazial vorbelastete Nidfurn-Deltaschotter (SCHINDLER 2004) ist schräggeschichtet, mässig bis schwach sortiert und enthält gerundete Malm- und Kreidegerölle bis 40 cm Durchmesser. In einer ehemaligen Kiesgrube war er zeitweise aufgeschlossen (Fig. 12, nach OBERHOLZER 1900, Fig. 13). Der Schotter steigt gegen Südwesten bis auf 565 m an; zwischen Leuggelbach und Nidfurn ist er von Till bedeckt. Da SCHINDLER (2004, S. 47) in ihnen zerbrochene Gerölle fand, schloss er auf glaziale Vorbelastung durch vorgestossenes Linth-Eis. Ob dies bei einem Seespiegel auf 565 m präletzzeitlich, spätletzzeitlich nach dem Wiedervorstoss bis Schweizerhaus (südlich von Glarus), oder doch erst im Nidfurn-Stadium (HANTKE 1978) geschah, steht offen. Am Hangfuss des Schotters entspringen zahlreiche Quellen (SCHINDLER 2004).

Spätes Pleistozän

Während der Letzten Eiszeit wandten sich im Blattbereich rund drei Viertel der Eisdecke dem Linth- und ca. ein Viertel dem Muota-/Reussgletscher zu. Bei Schwanden, am äussersten Nordostrand des Kartengebiets, nahm der Linthgletscher von Süden den Nideren- und von Osten den Sernfgletscher auf. Nur wenige steile süd- bis westexponierte Flanken waren eisfrei; auf ihnen konnte eine hochalpine, möglicherweise neogene Flora und flugunfähige Kleinfafa überleben (z.B. Spinnen und Laufkäfer, vgl. HANTKE 1978, S. 205f.). Von Reliktstandorten haben sie sich in Warmzeiten wieder ausgebreitet, wobei sie von Sonnen- auf nicht vom zurückgekommenen Wald besetzte Schattenlagen wechselten (HANTKE et al. 2000). Im hinteren Linthtal sind Reliktstandorte kleiner als am Urnersee und im Muotatal; die Eisoberfläche lag um 300 m höher. Darüber und über dem Urner Boden boten ihnen Südost- bis Westlagen vom Läckistock zum Ortstock, Höch Turm, Pfannenstock, Bös Fulen, Rüchigrat, Glärnisch, Silberenflue und Chratzerengrat Überlebenschancen.

q_{dm} **Till der Letzten Eiszeit**

Linth- und Reussgletscher im Maximalstand

Während des letzzeitlichen Maximums reichten die grossen Talgletschersysteme weit ins Schweizer Mittelland hinaus, wie es z.B. die zahlreichen End-

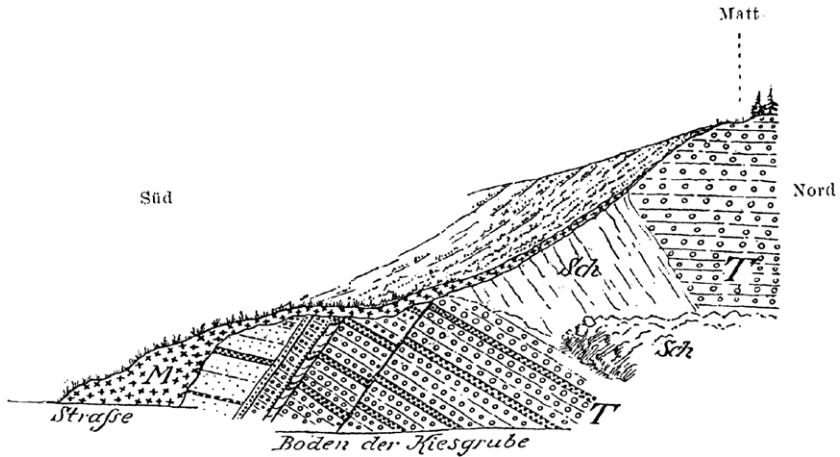


Fig. 12: Südostecke der Terrasse von Matt bei Nidfurn (OBERHOLZER 1900, Fig. 13). Die Sohle der ehemaligen Kiesgrube Haltenrain lag ungefähr auf Höhe der heutigen Kantonsstrasse (ca. 550 m). Dieser heute verschwundene Aufschluss diente OBERHOLZER (1900) als Schlüsselprofil für die Datierung des Sees von Schwanden (s.u., vgl. SCHINDLER 2004). T=Stauterrassenkies der Linth; M=Moräne; Sch=abgerutschter oder künstlich aufgehäufter Schutt. Den unteren, schrägeschichteten und teilweise ver kitteten Kies bezeichnet SCHINDLER (2004) als Nidfurn-Deltaschotter.

moränenwälle eindrücklich belegen (SCHLÜCHTER 2009). Till der Letzten Eiszeit umfasst neben Moränenwällen vor allem eine aus Grund- und Obermoränenmaterial bestehende Sedimentdecke, deren nicht erodierten Reste sich verbreitet entlang der Talflanken des Linthtals, auf dem Urner Boden und der Terrasse von Braunwald sowie im Gebiet des Freibergs östlich der Linth finden. Auf dem Klausen- und Pragelpass hingen Linth- und Reussgletscher an Firnsätteln bei Eisständen gegen 2300 bzw. 2000 m und über 2100 bzw. 1800 m ü.M. zusammen (SCHLÜCHTER 2009).

Im Südosten floss Eis nicht vom Hinter Durnachtal (1440 m) über den Richtlipass (2260 m) ins Firngebiet des Sernfgletschers (HELBLING 1952), sondern von der höher gelegenen Wichlenmatt (2040 m ü.M.) gegen Westen ins Durnachtal. Zwischen Aueren-/Nideren- und Linthgletscher zeichnen sich nördlich des Etzelstocks letzteiszeitliche Überprägungen ab. Das Eis stand über Linthal um 2000 m, der Rücken der Schönau (1849 m) war ebenfalls eisbedeckt. Auch der Saasberg trug eine Firnkappe. An dessen Nordwestende, dem Häslü, ergibt sich eine Mindesteishöhe um 1770 m zwischen Linth- und Diesbach-Eis.

Spätglaziale Stände des Linthgletschers und seiner Zuschüsse

Nach dem *Netstal-Stand* (Bl. Klöntal; frühes Spätglazial nach HANTKE 2011) schmolz auch der Linthgletscher deutlich zurück. Beim Zurückschmelzen wurden die Schuttfächer von Hätzingen, Haslen GL und Zusingen südwestlich von Schwanden geschüttet. Sie stauten die Linth zu flachgründigen Seen.

Material des Bergsturzes von Guppen-Schwanden (Blatt Klöntal; OBERHOLZER 1933, 1942, SCHINDLER 2004) vom Südosten des Glärnisch blockierten das zu jener Zeit eisfreie Linthtal und stauten bei Schwanden Linth und Sernf zu einem See (SCHINDLER 2004). Beim Bruch der Schuttbarriere bei Schwanden tieften sich die Schmelzwässer um 10 m ein (JENNY 1918). Da Till die Bergsturzmasse verbreitet bedeckt, muss der Linthgletscher nach SCHINDLER (1959, S. 88) den grössten Teil davon kurzfristig bis gegen Netstal überfahren haben. Der anschliessende Rückzug und Wiedervorstoss in die Gegend von Nidfurn–Leuggelbach ist durch mehrere Moränenwälle (des *Nidfurn-Stadiums*; entspricht dem Steinach-Stadium der Ostalpen nach HANTKE 1980, 2011) auf der linken Talseite dokumentiert (SCHINDLER 2004). Zwischen Leuggelbach und Nidfurn liegt 2 m Till (Obermoräne) auf 20 m verkittetem Kies (Nidfurn-Schotter, s.o.). Nachdem der Gletscher wieder zurückgeschmolzen war, entstanden die Schotterkörper von Matt bei Schwanden (Büel-Schotter q_{B} , s.u.) mit gerundeten Flysch- und Kristallingeröllen aus dem Linthtal; ihr Niveau entspricht nicht dem höchsten Stau. Von Sool, Büel und Schwanden bis auf eine Höhe von 590 m stammt das meiste Material aus dem Sernftal.

Zwischen Leuggelbach und Schwanden zeichnen sich Abschmelzstände ab. Nordöstlich von Luchsingen liegt Moräne zwischen Linth- und Bösbächigletscher (HANTKE 2003a, SCHINDLER 2004). Die Wälle am linken Talhang von Schlatt oberhalb von Leuggelbach wurden während des Nidfurn-Stadiums geschüttet. Jene von Bodenbergli nördlich von Leuggelbach stammen vom Eis des Nidfurner Turms/Vrenelisgärtli; nach SCHINDLER (1959) entstanden sie während des Vorstosses des Linthgletschers gegen Netstal. Jüngere Stände zeichnen sich bei Luchsingen aus dem Bösbächital deutlich ab.

q_{m} Till lokaler Gletscher

Till lokaler Gletscher entstand, nachdem die grossen Talgletschersysteme weiter in die Alpentäler zurückgeschmolzen waren und deren Eis von den Gletscherzungen der lokalen Gletscher abgetrennt war. Im Kartengebiet findet man Till lokaler Gletscher in der Südwestecke westlich des Karstplateaus der Charetalp und der Glattalp, auf den Verebnungen hinter den Lias-Geländekanten nördlich des Urner Bodens und bis zum Grotzenbüel–Hanenbüel–Rietberg westlich und südwestlich von Braunwald sowie im Einzugsgebiet des Bösbächitals mit einer bei Luchsingen weit ins Linthtal hinabreichenden Zunge. Weitere Stände werden durch eine Vielzahl an Seiten- und Endmoränenwällen dokumentiert; besonders

zahlreich treten die Wälle im Gebiet Bösbächi und Oberblegialp in Erscheinung. Am Dohlenberg, oberhalb von Nidfurn, werden sie mit dem Mitlödi-(Steinach-) Stadium in Verbindung gebracht (HANTKE 1978, 2011).

Während des *Luchsingen-Stadiums* (=jüngeres Steinach-Stadium nach HANTKE 1978, 2011) endete der Niderentalgletscher vom Chli Chärpf (2699 m) oberhalb von Schwanden. Bachschuttfächer ergossen sich ins Linth- und vorderste Sernftal. Vom Yenstock floss Eis durch die Yenrus bis zum Bodenbergli. Im *Tierfed-Stadium* (=Clavadel-Stadium nach HANTKE 2011) stirnte der Nidfurngletscher im Becken von Guppen/Seeboden. Der Bösbächigletscher stiess im mittleren Spätglazial bei Luchsingen bis 600 m vor. Brumbach- und Fätschbachgletscher reichten fast bis in die Talsohle bei Linthal.

Der Bösbächigletscher hinterliess beidseits von Bösbächi-Unterstaffel markante Moränenwälle, der Oberblegigletscher auf der Oberblegialp vom Yensattel zum Büchel, der Urnerbodengletscher unterhalb von Urnerboden. Jüngere Endlagen des Bösbächigletschers zeichnen sich auf Bösbächi-Mittelstaffel um 1400 m ab. Später schob sich eine Eiszunge vom Bös Fulen über die Grosse Risi bis 1750 m ins Bösbächtal vor; von der Flanke Bös Fulen-Hinter Eggstock hing eine bis Siwellenboden (1860 m) herab.

Verbreitet abgelagerter Till verweist auf Eiszungen zwischen Braunwald und Nussbüel, Gumen und Ortstockhaus, vom Ortstock und Höch Turm ins Brumbachtal, von den Eggstöcken und vom Schattenstock zur Brächalp; der Brumbachgletscher stürzte in Kaskaden ins Linthtal. Während des *Daum-Stadiums* endete die Zunge von Hoch Turm-Ortstock vermutlich um 900 m, später auf gut 1100 m. Letzte Spätglazial-Moränenwälle säumen das Bergetenseeli.

Zur selben Zeit reichte der Urnerbodengletscher bis südlich von Bergli. Vom Ortstock gegen Südosten fließendes Eis erreichte möglicherweise noch den Urnerbodengletscher bei Oberberg. Im ausgehenden Spätglazial lag das Ende des Urnerbodengletschers bei der Jägerbalm (südlich anschliessend auf Bl. Tödi), zuletzt unterhalb der Chlus; ein Wall umrahmt den Wildboden. Moränen auf dem Firnband ob der Chlus bekunden Endlagen des Griessgletschers auf der Clariden-Nordseite.

Ein Hängegletscher vom Firner Loch reichte bis Firnen; Zungen von der Kette Rot Nossen-Signalstock-Jegerstöck-Ortstock hingen im ausgehenden Spätglazial bis 1600 m bzw. 1500 m, bei Unter Friteren bis 1400 m herab. Im jüngsten Spätglazial endeten sie auf der Lias-Terrasse zwischen Zingel und Matt. Auf der Südseite des Urner Bodens reichte Eiszunge im ausgehenden Spätglazial vom Fisetengrat bis Auberg, im jüngsten gegen Wängi bis 1760 m; eine Eiszunge vom Chamerstock stirnte auf Chameralp-Unterstaffel.

Der Brunalpeligletscher von Bös Fulen, Grisset und Pfannenstock endete unterhalb von Drägglochstaffel, auf 1700 m, der Zeinengletscher mit Zuschuss vom Bös Fulen auf Zeinenmatt. Vom Rad und Bächistock hingen Eiszungen bis Bächistaffel herab.

Zwischen Ortstock-Jegerstöck-Kette und Höch Turm-Kette stiess der Glattalpgletscher gegen Westen vor. Endmoränenwälle des mittleren Spätglazials – vermutlich im Daun-Stadium – liegen im hinteren Bisistal auf Milchbüelen um 1400 m. Nördlich davon reichten Eiszungen vom Mälchberg über Inner Gibel ins Bisistal. Im ausgehenden Spätglazial füllten Gletscher die auf 1850 m gelegenen, durch den Grat Pfaff-Glattalpfirst getrennten Hochtäler von Glattalp und Charetalp. Till liegt auf Mütschen und Mälchberg am Westrand des Plateaus der Glattalp.

Von Pfannenstock und Stöllen ins Räschtal geflossenes Eis stirnte im ausgehenden Spätglazial bei Hinterste Hütten, später auf Feissenboden. Firnfelder vom Pfannenstock endeten auf 2300 m.

Im ausgehenden Spätglazial hing von Twärenen-Räui eine Eiszunge nördlich gegen Butzen (Bl. Klöntal) und über Stelleren gegen den Lang Boden (Bl. Klöntal) bis 1700 m herab. Gegen Westen stiess Silberer-Eis von Chratzerengrat-Schwarz Nossen-Hinderist Twärenen durchs Gross Mälchtal ins Rügenloch vor und hinterliess im Gross Mälchtal einen Wall bei Pkt. 1776 m.

Im Gebiet des Freibergs flossen von Fätschenhorn und Franzenhorn Eiszungen über Fätschen und Ratzmatt (Bl. Elm) ins Becken von Änetseeben. Till des Durnachgletschers aus dem Kar der Hintersulz ist – infolge grosser Sackungsmassen, die von der Südflanke des Tals abglitten, es zeitweise blockierten und den Durnagel umleiteten, – weitgehend verschwunden. Vom Hanenstock und Bützi-stock hingen Eiszungen gegen Westen bzw. Südwesten bis 2000 m bzw. 1850 m ins Durnachtal. Eine Eiszunge vom Vorstegstock endete auf Guetbächi.

Im hintersten Sernftal reichten Eiszungen vom Leiterberg und Mattberg, unterstützt von Eiszungen des Chalchstöckli, vom Hanenstock und Kärpf, nach Osten bis in die Wichlenmatt (Bl. Elm).

Fossile Blockgletscher

Fossile, d.h. heute nicht mehr aktive Blockgletscher, die in ihren Zwischenräumen kein Eis mehr enthalten, finden sich im Kartengebiet auf Bruwaldalp-Läriboden, vergesellschaftet mit Moränenwällen; sie bestehen dort in erster Linie aus lokalem Till.

Rundhöcker, Gletscherschliff, Gletschertopf

Rundhöcker sind im einst vom Eis der Letzten Eiszeit überdeckten Kartengebiet verbreitet und daher nicht speziell ausgeschieden. Sie entwickelten sich meist auf Kalk der Quinten-Formation der Hochflächen von Glatten-Mären, Mütschen-Brüel, zwischen Chupferberg und Mandliegen, nördlich der Charetalp, auf Erigsmatt und Rund Eggen östlich des Höch Turm, auf Betlis-Kalk und Helvetischem Kieselkalk der Toralp sowie auf Schratzenkalk-Formation zwischen Tor und Bödmeren und auf Silberer-Twärenen. Im Bereich des Linthtals finden sich Rundhöcker bei Rütönen nördlich von Luchsingen ebenso, wie östlich auf Chüetelmatt und am Milchspüelersee im Diesbachtal.

Gletscherschliff, ebenfalls in der Karte nicht separat ausgewiesen, ist verbreitet auf Glattalp, am Oberblegisee, auf Betlis-Kalk unter Moräne nordöstlich von Drägglochstafel und am Milchspülersee auf Verrucano. SCHINDLER (1959) erwähnt Schliffe auf Rütönen nördlich von Luchsingen im porphyrischen Rhyolith des Verrucanos.

Ein Gletschertopf entsteht, indem sich durch suspensionsreiches Schmelzwasser am Gletscherbett lokal unter hohem Druck ein Wirbel bildet, in dem das mitgeführte Gesteinsmaterial zur Erosion des Felsuntergrunds führt. Ein solcher Gletschertopf (KELLER & WICK 1985) wurde zwischen Käsern und Werben freigelegt (Bl. Klöntal, südlicher Blattrand).

Holozän

q_{rn} Neoglazialer Till

Neoglazialer Till findet sich verbreitet um den Bächistock im südlichen Glärnischgebiet, am Bös Fulen sowie im Gebiet Höch Turm-Ortstock-Jegerstöck-Rot Nossen. Begleitend treten zahlreiche Seiten- und Endmoränenwälle auf. Vor 1850 endeten Eiszungen nördlich bzw. nordwestlich des Bös Fulen auf 2100 bzw. 2000 m; das Eis nördlich des Bös Fulen endete 2003 auf 2270 m. Zungen auf der Südseite reichten bis 2350 bzw. 2550 m, im Südosten bis 2450 m, 2003 noch bis 2500 m. Stände des Bächifirns reichten, infolge Überwehens von Schnee über den Grat Rad-Bächistock, bis 2000 m hinab (STREIFF-BECKER 1949). Nördlich des Pfannenstocks (Pkt. 2572 m) zeigt die Erstaussage von Blatt 400 Linthal des Siegfried-Atlas von 1877 bis 2400 m herabreichendes Eis.

Nordwestlich des Ortstocks (Pkt. 2717 m) endete ein zusammenhängender Gletscher auf ca. 2300 m, von der Furggele im Euloch auf ca. 2100 m. Um 1850 stirnte das Eis im Euloch noch um 2040 m. Die Nordseite des Höch Turm war bis 2300 m verfirnt. Noch im letzten Jahrhundert hielt sich Schnee oft in schattigen Schluchten der Jegerstöck-Kette; heute apert diese aus. Eine Eiszunge südöstlich des Leiterbergs reichte 1990 bis 2250 m.

Die in der Karte dargestellte Gletscherausdehnung beruht auf den Orthofotos von 2017.

Wie auch in allen anderen Gebieten der Schweizer Alpen sind auch die Gletscher im Glarnerland (bzw. im Kartengebiet) seit dem Hochstand von 1850/1860 – mit zeitweiligen Unterbrüchen – in einer markanten Schwundphase, die sich seit dem letzten Jahrhundert messbar akzentuiert hat. Regelmässige glaziologische Beobachtungen und Messungen erfolgen im Kanton Glarus am Clariden-, Bifernten-, Limmeren-, Platta Alvas/Griess-, Hintersulz-, Glärnisch- und Vorabgletscher (vgl. GLAMOS 2019).

Blockgletscher

Blockgletscher, die vor allem aus neoglazialem Till aufgebaut sind, finden sich am Schafstöckli im Gebiet des Bös Fulen sowie zwischen Ortstock und Hoch Turm, wo sie wohl noch in Bewegung sind und entsprechend über einen Eiskern verfügen dürften.

Glazifluviatile Ablagerungen

Glazifluviatile Ablagerungen bilden sich dort, wo abfließendes Schmelzwasser ausgewaschene oder aufgearbeitete Moräne ablagern kann. Solche Ablagerungen finden sich auf dem Lauchboden im Euloch nordöstlich des Höch Turm und im Rادتäli westlich des Bächistockgipfels.

Schutt auf Gletscher und Toteis

Gletscher mit grösserer Schuttbedeckung beschränken sich auf den Bächifirn sowie auf kleinere Gletscher bzw. Toteis am Bös Fulen, Höch Turm und Ortstock.

q_L Schwemmlehm, Verwitterungslehm

Schwemmlehm bedeckt die kleine Senke von Oberroggenloch nordöstlich des Roggenstöckli und eine Verebnungsfläche auf Ober Friteren bei Zefern. Hier wurden die feinkörnigen Sedimentanteile aus dem Hangschutt tonreicher Formationen in kleinen Geländedepressionen zusammengeschwemmt.

Verwitterungslehm bildet die Auflage der Geländemulde von Mättli unterhalb des Guetbächichamm. In dieser sackungsbedingten Mulde ohne nennenswertes Einzugsgebiet stehen im Untergrund tonreiche Gesteine an, die Anlass zur Bildung einer dichten feinkörnigen Verwitterungsschicht gaben.

Zerrüttete Sackungsmassen

Zerrüttete Sackungsmassen stellen Ablagerungen dar, in denen der ursprüngliche Schichtverband in Form grösserer zusammenhängender Gesteinsblöcke nicht mehr erkennbar bzw. aufgelöst ist. Es handelt sich dabei um stark zerbrochenen Fels ohne Kohäsion, der eine Ansammlung von Blockschutt darstellt und daher auch leicht mit Felssturzablagerungen oder grobblockigem Till verwechselt werden kann.

Grössere zerrüttete Sackungsmassen treten vor allem beidseits des Linthtals auf. Im Gebiet des Freibergs sind die Sackungsmassen von den nordostexponierten Flanken von Durnach- und Diesbachtal bedeutend, ebenso von der rechten Talflanke der Linth bei Hätzingen und Haslen GL. Weitere grössere Vorkommen westlich der Linth treten im Gebiet der Bruwaldalp und beidseits des Seblengratts

sowie auf der Nordseite des Chamerstock in Erscheinung. Kleinere zerrüttete Sackungsmassen finden sich zu beiden Seiten des Gross bzw. Chli Chilchbergs, dem westlichen Gratausläufer des Höch Turm.

Sackungsmassen

Sackungsmassen sind im Gebiet des Blatts Linthal bedeutend und weit verbreitet. Grössere Sackungsmassen finden sich vor allem im Gebiet des Freibergs und von Braunwald, aber auch ausgangs des Urner Bodens, am Chamerstock und im Gebiet Charetalp–Glattalp sowie in der Umgebung des Pragelpasses am nordwestlichen Kartengebietsrand. Ihre Bildung steht mutmasslich mit dem Zurückschmelzen der Gletscher und ihrer Zuschüsse in Zusammenhang.

Kleinere Sackungsmassen treten an der Nordflanke des Urner Bodens und im Westen gegen das Bisistal in Erscheinung. Am Urner Boden sind in erster Linie Gesteine des Lias betroffen, während am Gibelnossen, Usser Gibel, Chupferberg-Fuss, Bietli und am Nordwestende des Hängst Gesteine des Doggers und Malms versackt sind. Ins Rätischtal sackten von Norden Gesteine der Öhrli-Formation ab.

Seit langer Zeit bekannt und beschrieben sind die Sackungsgebiete östlich der Linth vom Chilchenstogg (OBERHOLZER & ALB. HEIM 1910, OBERHOLZER 1933) und aus dem Gebiet des Freibergs (SCHIELLY 1964, 1981). Von westlich der Linth beschreibt SCHINDLER (1959) Sackungsmassen in der Südostflanke des Glärnisch.

Sackungs- und Rutschgebiet Braunwald

Das wohl bedeutendste, heute noch aktive Sackungs- und Rutschgebiet im Kartengebiet ist jenes von Braunwald, das vom Gumen- und Seeblengrat gegen Süden bis an die Felskante gegen das Linthtal unter Braunwald und weiter bis an den Brummbach reicht (vgl. SCHINDLER 1982); es umfasst damit eine Fläche von ca. 5 km², wobei heute noch rund 3 km² aktiv sein dürften. Die gesamte Sackungs- und Rutschmasse ist komplex aufgebaut und mehrphasig entstanden. Umfangreiche Sondierkampagnen 1980, 1982, 2002, 2011 und 2017 (DR. VON MOOS AG 2018) zur Evaluierung von Sicherungsmassnahmen für den Ort Braunwald und die Gebiete im Linthtal zeigten einen mehrschichtigen Wechsel zwischen steinig-blockigen Partien (vorwiegend Lias) und matrixgestützten, oft verlehmteten Schieferzonen mit wenig Kieskomponenten. Grosse versackte Felspartien sind in die Rutschmasse eingebettet, so z.B. im Gebiet «Mittleren Berg» nördlich des Schulhauses oder bei «Chilchenstöck» nördlich der Bergstation der Grotzenbüel-Seilbahn (SCHINDLER 1982). Von solchen Felsmassen gehen auch Gefährdungen durch Stein- und Blockschlag aus wie der Zusammenbruch des Furhorns oberhalb der Rutschung 1999 im August 2014 zeigte. Dazwischen kommen mehrere Horizonte aus dunkelgrau glänzendem, tonigem Silt («Blauer Lehm») vor, die wahrschein-

lich aus Schiefer der Mols-Members entstanden und alte, heute inaktive wie auch aktive Bewegungshorizonte bilden.

Ein Holzfund (hart gepresste Fichte; WSL 2012) in der Bohrung am Hanenbüel (bei Koord. 2718.326/1200.514) in 35,8 m Tiefe ergab ein ¹⁴C-Alter von über 50 000 a cal BP (ETH 2012). Darüber und darunter liegen mehrere potenzielle Bewegungszonen; die aktive Gleitfläche wurde mit Inklinometermessungen in 82 m Tiefe bestimmt. Erstaunlicherweise zeigten die Inklinometermessungen in über 30 Kernbohrungen nur in einem kleinen Gebiet hangseitig des Hotels Bellevue («Grantenboden») zwei aktive Bewegungsflächen; das übrige Rutschgebiet ist durch nur eine scharfe Bewegungsfläche charakterisiert. Von oben («Hanenbüel») nach unten nimmt die Geschwindigkeit der Bewegung von wenigen mm/a bis über 30 mm/a zu (Gebiet Grantenboden/Hotel Bellevue). Typisch ist eine Beschleunigungsphase jeweils im Spätwinter bis Frühsommer, wo je nach Vorsättigung des Untergrunds und Intensität der Schneeschmelze Geschwindigkeiten bis 150 mm/a erreicht werden. Die Mächtigkeit der gesamten Sackungs-/Rutschmasse erreicht im zentralen Abschnitt (Hanenbüel, Grotzenbüel) bis über 120 m (davon aktiv um 80 m), bei der Bergstation Braunwald und beim Hotel Bellevue sind es noch 10–20 m, die auch dem aktiven Teil der Bewegungsmasse entsprechen. Aufgrund des Ereigniskatasters ist bekannt, dass die Rutschbewegungen alle 5–15 Jahre zu meist kleineren, lokalen Problemen (massive Setzungen, Geländeabbrüche, kleinere Murgänge), v. a. an der Felskante zum Tal hin, führen. Rund alle 25–30 Jahre sind Grossereignisse wie 1932, 1964, 1979 und 1999 zu erwarten. Anfangs der 1930er-Jahre gab es massive Bewegungen bei der Bergstation der Standseilbahn, die Sanierungen notwendig machten (MARTHALER & BOLLER 1934). Zur gleichen Zeit gingen die Felsstürze am Chilchenstogg oberhalb von Linthal (ZOPFI 1996, ALB. HEIM 1932) nieder.

Im Untergrund der Sackungs-/Rutschmasse stehen im Bereich der Terrasse von Braunwald schiefrieger Tonstein der Quarten-Formation, Dolomit und Rauwacke der Röti-Formation und Kalksandstein der Prodkamm-Formation an. Der Fels ist meist von wenigen Metern Till bedeckt, der die Rutschbewegungen nicht mitmacht. Lokal, gegen die Felskante zum Tal hin, liegt die basale Gleitfläche direkt auf geschliffenem Fels. Lokaler Till aus dem Gebiet Eggstöcke–Höch Turm erreichte das Gebiet Grotzenbüel–Müllerberg–Rietberg und wurde teilweise ebenfalls von der Rutschbewegung erfasst. Gleiches gilt für Sturzmaterial vom Eggstock sowie die jungen Hangschuttablagerungen, wobei hier die Bewegungsaktivität unklar, sicher jedoch nicht gross ist.

Wenig talseitig des Hotels Bellevue traten ab November 1979 starke Beschleunigungen auf, die zur Bildung von Murgängen in der Teufus und der Wüechtenrus führten und grosse Schäden am Hotel und Werkleitungen verursachten (SCHINDLER 1982). Die Gründung der Entwässerungskorporation Braunwald, deren Ziel die Stabilisierung der Rutschmasse ist, geht auf dieses Ereignis zurück. Es wurde eine 160 m lange Tiefendrainage in Form einer überschnittenen Bohrfahlwand von 15–20 m Höhe erstellt (SCHINDLER & RAGETH 1990), die seit 1984 lokal alles Wasser über der Basisgleitfläche abfängt und geordnet der Wüechtenrus zuleitet.

Aus dem aktivsten Teil der Rutschmasse brachen im Februar und März 1999 direkt neben der Tiefendrainage bei grossräumigen Bewegungen von 70–120 mm/a und lokalen Geschwindigkeiten am Ausbruchsrand von bis über 700 mm/Tag gegen 100 000 m³ Lockergestein über die Felskante nordöstlich von Braunwald in die Wüechtenrus ab, woraus sich zahlreiche Murgänge entwickelten, die zu erheblichen Schäden in Rüti GL im Talgrund der Linth und am System der Tiefendrainage führten (FRANK & ZIMMERMANN 2000; Fig. 13). Als Ursache der Rutschung «Bätschen» werden intensive Niederschläge im Herbst, eine sehr grosse Schneelast («Lawinenwinter» 1999) und Starkregenfälle im Februar angesehen (FRANK & ZIMMERMANN 2000). Mit Beschluss der Entwässerungskorporation 2018 wird aktuell mit namhafter finanzieller Unterstützung von Bund und Kanton eine grossräumige Entwässerung der Rutschmasse durch einen Stollen mit Drainagebohrungen gegen oben in die Rutschmasse geplant, die 2024 wirksam werden soll (ENTWÄSSERUNGSKORPORATION BRAUNWALD 2019).

Sackungsgebiet Chilchenstogg

Am Chilchenstogg bereitet versackter Flysch für Linthal stets Sorge, was die 1283 erbaute Kirche am Westfuss belegt. Neben Felsstürzen, die sich für das Dorf katastrophal auswirken würden, bestand Gefährdung durch Niedergang von Rufen, die durch Raubbau und Reisten⁴ von Holz erhöht wurde. Nachdem sich am Chilchenstogg im Herbst 1926 Risse zeigten, entspann sich von 1926–1932 – aufgrund abweichender Meinungen der Fachwelt um die Gefahr – ein langes Hin und Her (ZOPFI 1996). SCHARDT (1928) sah Ende 1928 keinen Grund für einen grösseren Sturz; das Gestein würde in Portionen niederbrechen. Ein Sturz von mindestens 250 000 m³ (ALB. HEIM 1932) durch die Ätschrus mit grosser Überschüttung blieb aus; es fuhren nur einige Rufen nieder. 1930–1932 wurde eine über 600 m lange und 6 m hohe Schutzmauer errichtet. Nur wenige Blöcke haben die Mauer erreicht (FREY 1962). Doch zur Ruhe gekommen ist der Chilchenstogg nicht; der Hang bei den Durnagel-Sperren bewegt sich noch immer.

Weitere Sackungsgebiete

Eindrücklich sind die westlich von Braunwald gelegenen Sackungsmassen: Untere Bützi, Chilchli (Fig. 14) und Schattenstock sowie Tüfels Chilchli östlich des Ortsock bei Rieter Ortstafel. Im Fätschbachtal ereigneten sich Sackungen auf Oberfriteren (Dogger und unterer Malm) und Unterfriteren (Lias, Malm der Griessstock-Decke, Till) sowie am Chamerstock bzw. auf der Chameralp.

⁴ Unter «Reisten» versteht man das Abführen von gefälltem Holz talabwärts in Rinnen.

Fig. 13: Situation nach der Rutschung «Bätschen» vom 11. März 1999, Braunwald. A: Anrissgebiet östlich von Pkt. 1299 m «Auf der Wand» über deutlich gebanktem Kalksandstein der Prodkamm-Formation. Blickrichtung gegen WSW, Zustand am 12. März 1999. B: Murgangablagerungen auf dem Schuttkegel unterhalb des Anrissgebiets westlich der Gemeinde Rüti GL, erste Murenschübe im Gerinne rechts Richtung Brücke Rüti in die Linth, danach Ausbruch auf alten Murgangkegel links im Bild. Blickrichtung gegen NNW, Zustand am 13. März 1999. Fotos S. Frank 1999.



Zwischen Linthal und Schwanden sind östlich der Linth neben Felssackungen (Verrucano, Trias und Nordhelvetische Flysch-Gruppe) auch Lockergesteine (v.a. Till) versackt. Oberhalb von Hätzingen ist der Lochsiten-Kalk kakiritisiert. Längs- und Querstörungen durchschneiden den Flysch nordwestlich des Saasberg; unter der Südwestflanke lösten sich wie auf Guetbächi Sackungen. Unter der Saasberg-Wand fuhr eine Sackungsmasse von 0,5 km² vom Stäättenstein zum Diesbach ab, am Etzelstock sackten Felspartien gegen Ätenseebeen.

Rutschmassen

Rutschmassen sind im Gebiet des Blatts Linthal verbreitet; grössere finden sich vor allem in den Gebieten des Freibergs und von Braunwald, aber auch nördlich des Chamerstock und nordöstlich des Glattalpsees sowie in der Umgebung des Pragelpasses am nordwestlichen Gebietsrand. Rutschmassen entstehen in erster Linie in Verbindung mit Lockergesteinen (Till, Hangschutt) oder tonreichen Felsformationen im Untergrund.

Bisistaler Blockstrom

Eine besondere Form von Rutschmasse bildet der Bisistaler Blockstrom, dessen oberer Teil am westlichen Blattrand bei «In den Steinen» gelegen ist (bei Koord. 2707.750/1199.900). Beim Bisistaler Blockstrom von Ober Schwarzenbach (Bl. Muotathal) mit Bewegungsgeschwindigkeiten von 5,7 cm/a (JÄCKLI 1955) der bewegenden Front in 1100 m Höhe handelt es sich um den tiefstgelegenen Blockstrom der Alpen. Gegenüber hochalpinen Blockströmen (Blockgletscher) in 2500–3000 m ü.M. gleitet der Bisistaler Blockstrom nicht auf Eis, sondern auf feuchtem Tonstein des steilstehenden Mols-Members. Das Sturzmaterial aus Quintner Kalk stammt vom Chupferberg (JÄCKLI 1955, HANTKE et al. 2013).

Fels- bzw. Bergsturzaflagerungen

Zahlreiche Bergstürze ereigneten sich in der Vergangenheit an den steilen Flanken rund um den Glärnisch, die bekanntesten und grössten davon betreffen jedoch vor allem das nördlich anschliessende Kartenblatt Klöntal (ALB. HEIM 1895, OBERHOLZER 1900, SCHINDLER 2004, FELDMANN 2016). Fels- bzw. Bergsturzaflagerungen treten unterhalb von steilen Felswänden, vorzugsweise der Quinten-Formation, auf.

Ablagerungen spätglazialer, prähistorischer und historischer Fels- und Bergstürze

Kleinere Sturzaflagerungen von der Südostseite des Glärnisch liegen am Oberblegisee, Guppenseeli und Dohlenberg. Auf dem Dohlenberg liegen Sturzblöcke im Zungenbecken des Schweizerhaus-Stands (Mitlödi-Stand; entspricht zeitlich etwa dem Steinach-Stadium der Ostalpen, HANTKE 2015) des Nidfurner



Fig. 14: Sackungsmasse am Chilchli (Pkt. 2001 m bei Koord. 2716.055/1200.825). Anhand der Schichtlagerung ist eine schwache seitliche Rotation des nach wie vor zusammenhängenden Felses (Quinten-Formation) des Sackungsblocks erkennbar; im Hintergrund ist der Ortstock sichtbar. Blickrichtung gegen Süden. Foto O. Kempf 2017.

Gletschers. Der von Fanenplangge (Oberblegialp) bei Oberblegi-Oberstafel niedergefahrene Sturz liegt innerhalb eines Moränenkranzes, der vom Guppenfirn-Schuttfächer teilweise überschüttet wurde. Westlich des Bächistocks bedeckt eine Bergsturzmasse weite Bereiche des Radtals.

Ein Bergsturz vom Chratzerengrat gegen First und Läckli staute das Silberenseeli. In den Hochtälern von Charetalp, Glattalp, Urner Boden, Dräggloch und Zeinen führten Felsstürze zur Bildung flachgründiger Seen.

Im Urner Boden gingen im Spätglazial zwei Stürze von der Jegerstöck-Kette nieder (OBERHOLZER 1933, S. 564f.); der vom Zingel niedergefahrene besteht vorwiegend aus Lias-Blöcken. Auf Bergsturzmaterial, das den Talboden abriegelt und den Fätschbach zu einem See aufstaut, wurden die Siedlungen Uf em Port und Unterm Port gebaut; der 15 m tiefe See ist auf der Westseite (Bl. Tödi) durch einen

Terrassenrand auf 1365 m markiert. Der Sturz von den Jegerstöck zum Argseeli-Trümmerfeld besteht aus Blöcken von Quintner Kalk, die den Fätschbach zu einem See gestaut haben (OBERHOLZER 1933, S. 564).

Am östlichen Kartengebietsrand liegt in der Wichlenmatt östlich unterhalb des Chalchstöckli eine als Bergsturزابlagerung interpretierte Blockmasse.

Ablagerungen junger Felsstürze im Glarner Hinterland

Intensive Durchscherung und relativ steiles Einfallen mergeliger Horizonte und Schichtfugen führen immer wieder zu Felsstürzen. Auch im Glarner Hinterland bricht laufend Gestein nieder. An der Vögeliegg unterhalb der Braunwalder Höhenklinik stürzte im Sommer 1996 in der Front der Grossrutschung Braunwald Fels- und Lockergesteinsmaterial (inkl. ein Vermessungsfixpunkt aus dem Jahr 1925) ab und führte zu einem kleinen Murgang im Brumbach. Am 11.10.1996 brach auf Friteren Gestein nieder und verschüttete die Klausenstrasse.

Hangschutt, Hangschuttkegel

Trockene Hangschuttkegel, Hangschutttschleier und Hangschutt mit Blockschutt sind im Gebiet von Blatt Linthal sehr weit verbreitet und finden sich meist am Fuss steiler Felswände, vor allem der Quinten-Formation. Unterhalb grosser, lateral ausgedehnter Felswände, wie der Jegerstöck-Ortstock-Kette, entstand eine praktisch durchgehende Zone aus einzelnen Hangschuttkegeln und -schleiern.

Gelegentlich sind im Hangschutt Loben von *Schneehaldenmoränen* zu erkennen. Dabei handelt es sich um das Initialstadium eines Blockgletschers im Auslaufbereich von steilen Schutthalden. Schneehaldenmoränen entstehen durch regelmässig von Schneerutschungen und Lawinen mitgeführtes Material, das im Fussbereich abgelagert wird. Im Kartengebiet finden sie sich verbreitet auf der Nordseite des Grats am Höch Turm–Gross Chilchberg.

Gemischte Schuttkegel

Gemischte Schuttkegel zeigen neben oberflächlichem trockenem Hangschutt auch Anzeichen von gelegentlichem Wassertransport, wohl vor allem nach heftigen Gewittern. Man findet sie westlich der Linth unter anderem im Gebiet des Urner Bodens (Nordseite), im hinteren Bösbächital und nördlich des Oberblegisees. Auf der östlichen Linthalseite sind sie beispielsweise am Chilchenstogg verbreitet anzutreffen.

In höheren Lagen nähren oft Lawinen, die in schneereichen Wintern zuweilen bis ins Tal fahren, die Schuttfächer. 1780 verschüttete eine Lawine von den Jegerstöck Urnerboden-Mättenwang; 1940 wurden die Hinterhütten zerstört. 1948 und 1951 fuhren Lawinen vom Chnüggrat zur Orenplatte nieder, 1999 und 2003 zwischen Riedboden und Klausen (GISLER 2003).

Bachschuttkegel

Schmelzwässer spätglazialer Lokalgletscher schütteten an den Ausgängen ins Linthtal Schuttkegel und stauten die Linth zu Seen und Talböden. Bei Durchbrüchen wurden die Kegel bei abklingender Schüttung der Seitenbäche durch Seitenerosion der Linth angeschnitten. Zu den bedeutendsten Schuttkegeln der Glarner Alpen zählt mit 140 Mio. m³ (ALB. HEIM 1878) jener der Auengüeter südlich von Linthal. Er bildete sich aus der Vereinigung von Auenrus, Trügglihus zwischen Gross und Chli Landestli und Dumpfelrus zwischen Landestli und Zugegg. Beim Unwetter von 1944 wurde er – wie jene von Furbach und Durnagel – erneut überschüttet.

Das nachhaltigste Ereignis, die Rüfi des Durnagel vom August 1944, ereignete sich auf ein nach langer Trockenzeit erfolgtes heftiges Gewitter über ein 19,2 km² grosses waldarmes Hochgebiet mit geringem Rückhaltevermögen und viel Sackungsschutt. Der 0,5 km² grosse Hintersulzgleitscher (Bl. Tödi) wurde dabei blank gefegt (RAGETH 1994). Bei 19% Gefälle wurden Rüfen, Sackungsmassen und Schuttterrassen angerissen, die Bachsohle um 2–3 m, unter dem Fallhorn-Riegel um 12 m vertieft, der Schwemmfächer um 2,4 m, lokal bis zu 7 m überschüttet, und im Linthbett wurden 5 m Schutt abgelagert. Der Rückstau bewirkte einen Sohlenhub über 1 km Länge, der Wasserspiegel hob sich um 2,5 m. Das Wasser ergoss sich schwallartig mit 220–250 m³/s und richtete längs der Linth gewaltige Schäden an; bei der Mündung der Linth in den Walensee stieg der Pegel um 1,5 m (STREIFF 1994). Heute ist Seitenerosion vom Stäfeli über 3,5 km mit 80 2,5–14,5 m hohen Mauern bis zum Geschiebesammler unterbunden (WETTLER 1994, GRÜNENFELDER 1994).

1912, 1936, 1937 und 1974 (dieses Jahr ist unsicher) fuhren vom Hotel Braunwald (heute Bellevue) und südlich bis zur Bergstation der Standseilbahn Rüfen durch Wüechten-, Teuf- und Badrus; in der Wüechtenrus ereigneten sich 1999 mehrere grosse Muren (FRANK & ZIMMERMANN 2000, RAGETH 2000); all diese Murgangereignisse stehen im Zusammenhang mit den Bewegungen der Rutschung Braunwald. 1930 brachen am Chilchenstogg Ätschrus und Teufenrus aus, 1934 der Brumbach auf der anderen Talseite. 1945 gingen Rüfen durch die Erlenus gegen Rüti nieder und veränderten die Landschaft; ob ein Zusammenhang zur Rutschung Braunwald bestand, ist nicht bekannt. Am 28. 3. 1981 verursachte eine Rufe mit Holz in der Trimmlli-Brumbachrus erneut Schäden (STÜSSI 1982). Seit 1987 haben sich am Leuggelstock 3000–5000 m³, im Herbst 1994 oberhalb von Linthal mehrere hundert Kubikmeter Gestein gelöst. 2002 staute eine Mure vom Bogg-lauhorn die Linth auf der Reitimatt zu einem 8 m tiefen See (STÜSSI 2003). Von der Lias-Kante der Ortstock-Kette fuhren Rüfen zum Urner Boden, vom Richetli ins Durnachtal und stauten Fätschbach und Durnagel zu Seen.

q_{sB} Büel-Schotter**q_{sD} Durnagel-Schotter**

Holozäne Schotterkörper, die heute nicht mehr aktiv aufsedimentiert werden, finden sich bei Schwanden-Büel (Büel-Schotter, **q_{sB}**) und im Durnachtal (Durnagel-Schotter, **q_{sD}**).

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 (SCHINDLER 2004, S. 66f.). Der Schotter, bei Büel auf 590 m ü.M. gelegen, führt sehr viel Verrucanomaterial. Südwestlich von Schwanden liegt die Terrasse von Matt, die ebenfalls aus vereinzelt verkittetem Büel-Schotter aufgebaut ist; hier enthält der Schotter viel Flyschsandstein und verweist so auf eine Schüttung durch die Linth (SCHINDLER 2004). OBERHOLZER (1900, Fig. 13) zeichnete das Profil einer ehemaligen Kiesgrube an der Südostecke der Terrasse (vgl. Fig. 12), in der horizontal geschichteter Büel-Schotter über schräggeschichtetem Nidfurn-Deltaschotter (**q_{dN}**) liegt. Aus Bohrungen beschreibt SCHINDLER (2004, S. 68f.) ferner Seebodenlehm in 6–10 m Tiefe und schätzt die Mächtigkeit unter Matt auf mindestens 35 m; anhand einer ¹⁴C-Datierung von 9445 ± 80 a BP (kalibriert) konnte er das holozäne Alter bestätigen.

Durnagel-Schotter ist im mittleren Durnachtal bei Stäfeli aufgeschlossen, wo er vom heutigen Bach angeschnitten wird. Dieser liegt direkt hinter der grossen Sackungsmasse von Bodmen, von der er talauswärts begrenzt wird; dementsprechend wird er als Stauschotter interpretiert.

q_b Bachschutt

Im Talgrund entlang des Durnagel und des Diesbachs im südöstlichen Kartengebiet bilden sich grössere Ansammlungen von gröberem Bachschutt. Das Einzugsgebiet dieser Bäche wird durch leicht erodierbare Flyschgesteine aufgebaut, ergänzt durch grössere Bereiche mit Lockergesteinen wie Hangschutt und zerrütteten Sackungsmassen, die reichlich Bachschutt produzieren können. Bachschutt sammelt sich auch in Erosionsrinnen im rückwärtigen Bereich von grösseren Bachschuttkegeln an, die bei starken Niederschlägen teilweise oder vollständig ausgeräumt und über den Schuttkegel geschüttet werden können. Die meisten dieser Ablagerungen sind ebenfalls im südöstlichen Kartengebiet zu finden.

q_a Rezente Alluvionen

Die durch Hochwasser in der Flussebene verteilten Sedimente bilden die jüngsten Ablagerungen in den Tälern. Eine Abriegelung des Talbodens, infolge von Bergstürzen oder grösseren Murgängen, führte immer wieder zur Bildung kurzlebiger Seen.

Im Urner Boden staute Sturzmaterial vom Zingel, der Riegel von Ufem Port, einen Talboden, Rufen von Mättenwang und Unterste Wang den Fätschbach im Talgrund zeitweilig zu flachgründigen Seen (s. Kap. Hydrogeologie S. 116).

Im frühen Holozän blockierten im hintersten Linthtal der Furbach-Schuttkegel vom Rüchi und verschiedene Fächer vom Chamerstock im Tierfed und in der Reitmatt die Linth zu Stauseen zwischen Reitmatt und Reitischachen. Diese brachen später aus und schnitten sich markant in die Schuttfächer ein, was sich in einer 10 m hohen Terrasse abzeichnet. ZWEIFEL (1958) unterschied drei durch Eintiefen der Linth im Auengüeter-Schuttkegel entstandene Niveaus. Die Restseen verlandeten zu einem Talboden. Auch in Linthal staute der Durnagel-Schuttkegel einen See, der ebenfalls zu einem Talboden verlandete. Rufen von Schütli- und Erlenus ober- und unterhalb von Rüti GL führten zur Bildung kleinerer Böden. Diesbach- und Rufirus-Schuttkegel bildeten in Betschwanden und Diesbach einem Boden und drängten die Linth an die Westflanke, während der Bächli-Schuttkegel bei Luchsingen die Linth wieder gegen die östliche Talseite lenkte. Die Schotter von Nidfurn-Schwanden und der Hasler Bachschuttkegel führten bei Leuggelbach wiederum zur Bildung eines Talbodens.

Im vorderen Durnachtal führten Berg- und Tschopfrus-Fächer zu einem flacheren Talabschnitt. Wolfisbach- und Stäfeli-Fächer stauten Schutt von Bärlisblangen-, Werben- und Mättlenrus im Becken des Hintersulzgletschers, im Tal von Änetseeben Rufen von Aueren und Matzlenstock den Talboden in 1390 m.

Sümpfe, Torfmoore

Sumpfbereiche sowie grössere Hoch- und Flachmoore von nationaler Bedeutung (BAFU 2019a) finden sich zwischen Etzelstock und Fätschenhorn (Flachmoore auf der Rietmatt), auf Charet- und Glattalp, auf dem Urner Boden und am Pragelpass. Die von FRÜH & SCHRÖTER (1904) als Flachmoore bezeichneten Talböden von Glattalp und Charetalp deutete OBERHOLZER (1933) als feuchte Alluvialböden auf Schutt der Zementstein-Formation. Im Hochmoor am Südostfuss des Chnügat fand HOFFMANN-GROBÉTY (1939) über lehmiger Moräne in 1580 m eine Pollenabfolge: Ende *Pinus*-(Föhren-)Zeit → *Corylus*-(Hasel-)Zeit → Eichenmischwaldzeit → *Abies*-(Tannen-)Zeit → *Picea*-(Fichten-)Zeit.

Die Abedweid-Senke am Südostrand des Urwald-Reservates Bödmeren war während der Letzten Eiszeit wiederholt von Eis der Westabdachung der Silbernen gefüllt. Im ausgehenden Spätglazial lag darin ein kleiner See, der sich mit dem Zurückweichen des Permafrosts in höhere Lagen entleerte. Auf wenig verschwemmter Obermoräne stellte sich ein Flachmoor ein, auf nährstoffarmem Kieselkalk Borstgras-Gesellschaften und auf Schrattenkalk Ericaceen-Heide. Die Vegetationsgeschichte reicht hier bis in die Jüngere Dryas zurück (Pollenbohrung bei Koord. 2708.600/1202.900/1680, SIDLER 1994, 2001).

Karstbildungen

Karst ist gekennzeichnet durch Senken ohne oberirdischen Abfluss, unterirdischen Abfluss durch Höhlen und Klüfte in löslichem Gestein (v.a. Kalk). Typisch sind Schlucklöcher (Ponore) und Wiederaustritte in ergiebigen Quellen. Ebenso charakteristisch für alpinen Karst sind diverse Kleinformen, die unter dem Begriff Karren zusammengefasst werden können (MONBARON & WILDBERGER 2009).

Gebiete ohne oberirdischen Abfluss, geschlossene Becken

Im Gebiet von Blatt Linthal sind Senken ohne oberirdischen Abfluss häufig: im Nordwesten z.B. auf Äbnematt, Abedweid, Oberroggenloch und Hinter Nossen. Gegen Osten auf Hinter Silberen, zwischen Brunalpelihöchi und Dräggloch, auf Robutzli, auf Glattalp im Seeloch, im Schaffärch, Schafboden, Mütschen, auf Charetalp, auf Stöllen und südlich von Grisset-Bös Fulen, auf Erigsmatt gegen Bützi und auf Sandbängg südlich des Bächifirns.

Ein von Dolinen entwässertes Becken liegt auf dem Pragelpass. Steile Gletscher kolkten während der Kaltzeiten Glattalp-, Oberblegi- und Guppensee, Bergeten- und Silberenseeli aus. Jene von Hinterist Twärenen und auf dem Mittleren Berg nördlich von Braunwald liegen in durch Till bzw. Sackungsmassen gestauten Senken. Östlich der Linth bildeten sich abflusslose Becken in Nackentälern der Sackungsmassen am hinteren Chilchenstogg, beim Mättliseeli und den Seen von Ober Chüetelmatt im obersten Diesbachtal.

Dolinen, Karrenschlote

In den Karstgebieten von Silberen-Twärenen, Geitenberg-Stöllen, Chupferberg-Mandliegen-Chilchbüelen, Glattalp, Brunalpelihöchi und in den Tüelen nordöstlich des Höch Turm sind Dolinen und Karrenschlote häufig.

Karstschemel (Karrentische)

Auf Karstflächen im Gross Mälchtal nördlich des Rätschtals wurden spätglaziale Erratikerzeilen abgelagert. Da diese Blöcke heute auf 12 cm hohen Kalkschemeln liegen, lässt sich die Kalklösung in den letzten 12 ka auf ungeschützter Karstfläche rekonstruieren; sie betrug somit ca. 1 cm/ka (HANTKE 1987). Im tiefer gelegenen huminsauren Waldkarstmilieu ermittelte A. Wildberger bis zu 8 cm/ka (mündl. Mitt.). Dagegen war die Erosion durch Frostsprengung im Gross Mälchtal zwischen steil stehendem Öhrli-Kalk im Süden und Betlis-Kalk im Norden deutlich grösser.

Höhlen

Im Gebiet Bödmeren-Silberen und nördlich daran anschliessend, bei Bietstock-Alpeli (Blatt Klöntal), wurden Höhlen erkundet. In einer Höhle nördlich der

Fruttberge oberhalb von Linthal wurden Tierknochen gefunden (STÜSSI 1992). Höhlen sind im Schrattenkalk der Bächistock-Schuppe in der Westflanke des Rossmatter Tals, im Öhrli-Kalk des Chratzerengrats und im Malm der Griesstock-Decke südwestlich des Urner Bodens bekannt geworden. Oberhalb von Braunwald bildeten sich in der Sackungsmasse südlich von Seeblen die Zwärgli-Höhlen (bei Pkt. 1681 m, Koord. ca. 2718.200/1201.500). Weitere Höhlen sind:

- Sukiloch (Koord. 2708.225/1204.215/1665),
- Eggenschacht (2711.325/1200.940/2135),
- Gouffre du Génépi (2710.850/1201.550/2260): 72 m tiefer Schacht, 272 m tief, 600 m lang,
- Gouffre Marie-France (2711.880/1201.260/2220): 78 m tiefer Schacht, 247 m tief, 520 m lang,
- Charetalp-Schacht (2709.670/1200.960/2025): 1200 m langes Höhlensystem, 334 m Gesamttiefe,
- Schachthöhle 442 (2710.130/1201.100/2155) 170 m tief, 450 m lang,
- Schacht S3 (2710.924/1200.990/2195) 180 m tief, 350 m lang, durch einen Siphon abgeschlossen,
- Schülerschacht (2710.165/1201.545/2055): mit 401 m die tiefste Schachthöhle im Pfannenstock-Gebiet,
- Eiskeller (2707.585/1202.940/1607): als Milchhüttli genutzte Wüstung⁵,
- Drumless-Höhle (2711.700/1204.625/2080): 391 m lang, 109 m tief mit 70-m-Schacht,
- Feldstecher-Schacht (2711.638/1204.984/2149): 840 m langes, 99 m tiefes System,
- Disco-Schacht (2709.980/1204.090/2080): 1280 m lange, 262 m tiefe Schacht-Mäanderhöhle im Schrattenkalk mit Bach im Drusberg-Member,
- Pumpnickel-Schacht (2711.166/1204.256/2183): Schachtsystem mit 50-m-Schacht, Gesamtlänge 500 m, Tiefe 220 m,
- Silberflue-Loch (2713.268/1204.359/1959): 827 m lange Grosshöhle im Betlis-Kalk mit 50-m-Höhe.
- Von Stöllen im Rätschtal ist die Eigensinnhöhle (2710.750/1201.885) bekannt (LOISELEUR 1982).

Ursus arctos aus der Bärengraben-Höhle, Hinter Silberen, ergab ein Alter von 4135 ± 50 a BP (Subboreal); aufgrund des Kollagens lässt sich bei diesem Bär auf einen Vegetarier schliessen, der in einer offener Landschaft umherstreifte. Eine weitere Datierung ergab 3275 ± 50 a BP, auch hier lässt sich auf einen Vegetarier, der die offene Landschaft bevorzugte, schliessen.

⁵⁾ aufgegebene Siedlung

TEKTONIK

ÜBERSICHT

Im Gebiet des Atlasblatts Linthal lassen sich folgende tektonische Einheiten von Süden nach Norden und gleichzeitig strukturell von unten nach oben gliedern (Fig. 15). Es ist zu beachten, dass die hier gewählte Reihenfolge der tektonischen Einheiten derjenigen des strukturellen Baus entspricht und nicht der Kartenlegende bzw. der stratigraphischen Gliederung folgt.

Unterhelvetikum

Das Unterhelvetikum umfasst die tektonischen Einheiten im Liegenden der Basis der helvetischen Decken (Oberhelvetikum). Diese wird östlich der Linth als Glarner Hauptüberschiebung bezeichnet und findet ihre strukturelle Fortsetzung westlich der Linth an der Basis der Axen-Decke (SCHMID 1975; Isohypsenkarte der Überschiebung in Fig. 10). In der Literatur ist das Unterhelvetikum unter der Bezeichnung «Infrahelvetikum» bekannt. Das «Infahelvetikum» umfasst aber auch das Ultrahelvetikum im Bereich von Atlasblatt Linthal (PFIFFNER 1978, MILNES & PFIFFNER 1980, GROSHONG et al. 1984, PFIFFNER 2015). Das Unterhelvetikum im Sinne dieser Erläuterungen umfasst folgende Einheiten:

- Autochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs, die im Limmeren-Aufbruch des Kristallins des östlichen Aar-Massivs südlich des Kartengebiets aufgeschlossen ist.
- Parautochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs, vom Kristallin abgeschert (Limmeren-Schuppen), deren nördliche Front den Südrand des Kartengebiets erreicht (STYGER 1961, PFIFFNER 1978).
- Nordhelvetische Flysch-Gruppe, nur an der Basis stratigraphisch mit der parautochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs verbunden, meist unabhängig vom Parautochthon im Sinne einer Stockwerktektonik verschuppt und in enge Falten gelegt (SIEGENTHALER 1974).
- Griesstock-Decke, Teil des Subhelvetikums im Sinne von TRÜMPY (1969), nach diesem Autor vom Punteglias- und Trunser Lappen des südlichen Aar-massivs (Trun-Punteglias-Teilmassiv) abgeschert.
- Clariden-Schuppenkomplex mit den Klausenpass-Schuppen sowie der Chamberstock-, Geisstritt- und Stichplatten-Schuppe («Clariden-Elemente» nach FREY 1965), ebenfalls Teil des Subhelvetikums im Sinne von TRÜMPY (1969).
- Fiseten-Orthalden-Schuppen (FREY 1965), an der Basis der Axen-Decke mitgeschleppte dünne Späne.

Ultrahelvetikum

Die ultrahelvetischen Elemente (Mättental-Melange, Schabell-Melange) sind nur im paläogeographischen Sinn als südhelvetisch zu bezeichnen, denn sie liegen strukturell weit im Norden und unter der Glarner Hauptüberschiebung bzw. unter ihrer westlichen Fortsetzung, der Basis der Axen-Decke. Dies wurde bereits von LEUPOLD (1942) erkannt, der dieses Südhelvetikum, zusammen mit der ultrahelvetischen Sardona-Decke, als «eingewickelten Flysch» bezeichnete. Dieser Terminus bedeutet, dass dieser südhelvetische Flysch früh von seiner stratigraphischen Unterlage im Süden des helvetischen Ablagerungsraums abgesichert wurde und erst später von paläogeographisch weiter nördlich gelegenen Sedimentserien (Oberhelvetikum) überfahren wurde. Die frühe Abscherung wird von TRÜMPY (1969) als «oligozäne Divertikulation» und von PFIFFNER (1978) als Pizol-Phase bezeichnet.

- Mättental-Melange im westlichen Kartengebiet im Liegenden der Griessstock-Decke und der Axen-Decke.
- Schabell-Melange im östlichen Kartengebiet unter dem Glarner Deckenkomplex.

Oberhelvetikum

Hier handelt es sich um die eigentlichen helvetischen Decken (PFIFFNER 2015), die strukturell über der Glarner Hauptüberschiebung und ihrer östlichen Fortsetzung an der Basis der Axen-Decke (SCHMID 1975) liegen.

- Glarner Deckenkomplex, der westlich der Linth und nördlich von Luchsingen in eine tiefere Glarner Decke und eine höhere Mürtschen-Decke gegliedert ist. Südwestlich von Luchsingen keilen diese beiden Verrucano führenden Decken gegen Westen aus, indem sie von der Basis der Axen-Decke an einer in etwa Nord-Süd streichenden Linie lateral abgeschnitten werden. Diese ausgesprochen nicht-zylindrische Geometrie der helvetischen Decken über das Linthal hinweg ist ein Resultat der paläogeographischen Vorzeichnung durch den Glarner Verrucano-Trog, dessen ehemalige Nord-Süd streichende Westbegrenzung in etwa mit dem heutigen Linthal zusammenfällt (TRÜMPY 1969, Fig. 1, Taf. 2).
- Axen-Decke, die den Glarner Deckenkomplex tektonisch überlagert, diesen aber nach Westen hin bald lateral ersetzt. Die Axen-Decke im Gebiet von Atlasblatt Linthal stellt die östliche Fortsetzung des Axen-Nordlappens im Gebiet der Urnersees dar (Atlasbl. Muotathal). Sie kann im Gebiet des Atlasblatts Linthal und strukturell über dem Axen-Südlappen liegend in folgende höhere Schuppen zerlegt werden (strukturell von unten nach oben, wegen des Nordfallens geographisch von Süd nach Nord): Höch-Turm-Schuppe, das Jura-Stockwerk erfassend (Fortsetzung der Schächentaler Windgällen-Schup-



Fig. 16: Chamerstock-Ostwand. Die Aufschlüsse zeigen von unten nach oben: Taveyannaz-Sandstein und Tonschiefer der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe (T), «Wildflysch» mit Nummulitenkalkbändern des Mättental-Melanges (N), Griessstock-Decke (G) und die Malm-Kreide-Abfolge der Chamerstock-Schuppe im Gipfelaufbau (C). Blickrichtung gegen Westen. Foto O. Kempf 2015.

- pen), sowie abgescherte Kreide-Schuppen, nämlich die Bächistock-Schuppe (inkl. Radstock-Schuppen), die Untere und Obere Silberen-Schuppe sowie die Toralp-Schuppe.
- Drusberg-Decke, die im Gegensatz zur Axen-Decke nur das abgescherte Kreide-Stockwerk umfasst. Die ursprüngliche Jura-Unterlage ist im Süden zurückgeblieben und liegt heute vermutlich in der Höch-Turm-Schuppe (TRÜMPY 1969, Taf. 2) sowie in der Ortstock-Schuppe (HANTKE 1961, S. 27).

Wie oben ausgeführt, trennt das Linthtal also zwei strukturell unterschiedlich aufgebaute Abfolgen (s. z. B. PFIFFNER et al. 2010, PFIFFNER 2011). Westlich der Linth folgen über den verschuppten parautochthonen Sedimenten des Aar-Massivs, verfalltetem nordhelvetischem Flysch und südhelvetischem Mättental-Melange

die Griesstock-Decke und der Clariden-Schuppenkomplex (Fig. 16), Einheiten, die zwischen Urner Boden und Braunwald von der Axen-Decke überlagert werden. Die Basis der Axen-Decke fällt steiler nach Norden ein als die tektonischen Elemente des Unterhelvetikums und schneidet diese nach Norden hin weitgehend ab (Taf. I, Profil 1). Die Axen-Decke nördlich von Braunwald und die Glarner Decke nördlich von Luchsingen liegen direkt auf der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe; nördlich von Luchsingen überlagert die Axen-Decke die Glarner- und die Mürtchen-Decke. Auf der Ostseite des Linthtals liegt über den verschuppten parautochthonen Sedimenten des Aar-Massivs («Limmeren-Schuppen», STYGER 1961) und den gefalteten Flyschabfolgen der Mättlenstöck-Hausstock-Kette stark deformiertes, ausgedünntes Schabell-Melange und direkt darüber der Glarner Deckenkomplex mit der weithin aufgeschlossenen basalen Glarner Hauptüberschiebung (Lochsiten-Kalk). Auffällig ist die bedeutend grössere Mächtigkeit des Verrucanos gegenüber den ausgedünnten Serien der westlichen Talseite nördlich von Luchsingen sowie das totale Fehlen von Verrucano in der Axen-Decke auf der Westseite des Linthtals. Auf der Ostseite des Linthtals ist die Axen-Decke nur noch reliktsch in Form von Lias-Klippen erhalten, die vermutlich verkehrt und in tektonischem Kontakt dem Verrucano des Glarner Deckenkomplexes aufliegen.

TEKTONISCHE ENTWICKLUNG UND METAMORPHOSEGRAD

Die tektonische Entwicklung des Helvetikums und benachbarter tektonischer Einheiten im Gebiet des Atlasblatts Linthal und seiner weiteren Umgebung wird in mehrere Deformationsphasen unterteilt (SCHMID et al. 1996, PFIFFNER 2015). Diese sind zum Teil heterochron, da die Deformation von Süden nach Norden wanderte. PFIFFNER (1986, Fig. 4) visualisierte die tektonische Entwicklung des Helvetikums in einer Serie von palinspastischen Profilen und brachte sie in Zusammenhang mit der Entwicklung von Flysch und Molasse im Vorland der Alpen. Die Teilschritte der Entwicklung können anhand der jüngsten involvierten Sedimente und dank absoluter Altersbestimmungen ungefähr datiert werden. Die folgenden Phasen oder Deformationsschritte werden unterschieden:

Pizol-Phase

Der Name wurde von PFIFFNER (1978) geprägt und bezeichnet die Phase der Abscherung und Platznahme der südhelvetischen Elemente. Sie entspricht der oligozänen Divertikulation im Sinne von TRÜMPY (1969) und Phase 1 von SCHMID (1975). Die tektonischen Kontakte des Mättental-Melanges im Gebiet von Atlasblatt Linthal mit der darunter liegenden Nordhelvetischen Flysch-Gruppe können

rein strukturell nicht definiert werden, da diese Kontakte älter sind als die penetrative Schieferung und enge Verfaltung des gesamten Flyschkomplexes während einer späteren Phase (Calanda-Phase). Die basale Überschiebung der Blattengrat-Einheit bringt aber ältere Sedimente der südhelvetischen Blattengrat-Decke (Späte Kreide an der Basis) über die jüngsten Gesteine der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe (Rupélien, MENKVELD-GFELLER et al. 2016) und wird so als Überschiebung erkennbar. Die Platznahme während der Pizol-Phase wird von einigen Autoren als gravitativ induziert interpretiert (TRÜMPY 1969). Wahrscheinlicher ist aber eine Abscherung der jüngsten südhelvetischen Serien im Liegenden der vorrückenden Front der penninischen Decken auf den noch ungefalteten älteren Schichtstapel des Helvetikums (PFIFFNER 1986, 2015, SCHMID et al. 1996). Auf Grund der jüngsten involvierten Sedimente der Blattengrat-Decke (MENKVELD et al. 2016) fand diese Abscherung wahrscheinlich im Späten Eozän (Priabonien, um 35 Mio. Jahre) statt.

Cavistrau-Phase

Südlich des Gebiets von Atlasblatt Linthal (Piz Cavistrau, Piz d'Artgas) kam es zur Platznahme allochthoner Einheiten in Zusammenhang mit grossräumigen liegenden Falten (PFIFFNER 1978), die eventuell zum Teil auch mit der Abscherung der Griessstock-Decke und des Clariden-Schuppenkomplexes in Zusammenhang stehen könnten. Eine Abgrenzung von der jüngeren Calanda-Phase ist aber oft nicht möglich, und das genaue Alter dieser Phase ist unbekannt.

Calanda-Phase

Diese Phase wurde von PFIFFNER (1978) im Unterhelvetikum definiert; während ihr wurden die Sedimente und die tektonischen Einheiten über dem südlichen Aar-Massiv verfaltet und zerschert. Sie ist aber auch weiter nördlich und im Gebiet des Atlasblatts Linthal ausgeprägt und bildet dort ebenfalls die Hauptschieferung im Unterhelvetikum. Diese Phase entspricht der Phase 2 von SCHMID (1975) und äussert sich in der Form einer penetrativen süd- bis südostfallenden Schieferung, die mit einem engen Faltenbau zusammenhängt sowie mit einer Zerschierung der Sedimentserien in Form von Überschiebungen verbunden ist. Sie ist für den Falten- und Schuppenbau in der parautochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs, in der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe, im Ultrahelvetikum, in der Griessstock-Decke und im Clariden-Schuppenkomplex verantwortlich. Im Bereich des Unterhelvetikums fällt diese Phase mit dem Höhepunkt der schwachen Metamorphose zusammen, der vermutlich von spätoligozänem Alter ist (PFIFFNER 2015). Die südfallende Schieferung der Calanda-Phase wird von der subhorizontalen bis nordfallenden Glarner Hauptüberschiebung und dem Lochsiten-Kalk im Gebiet von Blatt Linthal klar diskordant (mit ca. 40°) abgeschnitten (Profile im Atlasband

von OBERHOLZER 1933, SCHMID 1975, Fig. 2). Dies zeigt, dass die Bewegung an der Glarner Hauptüberschiebung, die der Ruchi-Phase zugeordnet wird (s.u.), jünger ist, oder dass sie die Calanda-Phase zumindest überdauerte.

Die Hauptschieferung der Calanda-Phase ist auch im Oberhelvetikum ausgeprägt, verläuft dort aber in spitzerem Winkel zur Glarner Hauptüberschiebung und zur Basis der Axen-Decke (SCHMID 1975, GROSHONG et al. 1984, PFIFFNER 1993). Sie bildet die zum Teil sehr ausgeprägte Hauptschieferung im Verrucano, verbunden mit starker Nord-Süd-Elongation. Die Calanda-Phase ist auch für die Bildung der Deckenüberschiebungen innerhalb des Oberhelvetikums verantwortlich. Im Glarner Deckenkomplex und in der Axen-Decke sind sowohl die Anlage der Calanda-Schieferung als auch die Deckenbildung vermutlich älter, das heisst von früh- bis mitteloligozänem Alter (30–35 Ma). Diese altersmässige Einstufung basiert auf der Datierung des Höhepunkts der schwachen Metamorphose (HUNZIKER et al. 1986). Diese Metamorphose erreichte im Gebiet von Atlasblatt Linthal Temperaturen zwischen 200° und 300°C, Temperaturen, die der Anchizone im Sinne der Illit-Kristallinität entsprechen und zur Bildung von Stilpnomelan führten (FREY et al. 1973). Interessant ist, dass die Zonen gleichen Metamorphosegrads in einem Profil zwischen Luchsingen und Klöntalersee durch das Glärnischgebiet mit ca. 25° nach Norden einfallen und die subhorizontal bis leicht nordfallenden Deckengrenzen zwischen Glarner-, Mürtchen- und Axen-Decke schneiden. Dies bedeutet, dass die Metamorphose das Ende der Calanda-Phase noch etwas überdauert haben muss. Die Neigung der Zonengrenzen gleichen Metamorphosegrads nach Norden (ca. 25°) impliziert im weiteren, unter Annahme von ehemals subhorizontal gelagerter Isothermen, eine spätere Verkippung des oberhelvetischen Deckenstapels nach Norden.

Ruchi-Phase

Diese Phase wurde von PFIFFNER (1978) im Unterhelvetikum als Deformationsphase definiert, die mit der weiteren Verfrachtung des Oberhelvetikums (Helvetische Decken) über die nun in eine Position unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung gelangenden tieferen Serien (Parautochthone Serien des Unterhelvetikums inklusive nordhelvetischer Flysch und exotische südhelvetische Flysche). Diese Phase entspricht der Phase 3 von SCHMID (1975), der beschrieb, dass die in der Calanda-Phase angelegte Schieferung und Faltung in den Flyscheinheiten von späteren Kleinfalten der Ruchi-Phase verformt wird und dass deren Intensität gegen die Glarner Hauptüberschiebung hin nach oben zunimmt. Die Glarner Hauptüberschiebung verläuft deutlich diskordant zur Calanda-Schieferung (ca. 10° im Süden, ca. 45° im Norden und im Gebiet des Atlasblatts Linthal; SCHMID 1975, Fig. 2) und wird von ihr messerscharf abgeschnitten. All dies zeigt klar, dass die Ruchi-Phase mit der Basisüberschiebung des Oberhelvetikums und der Bildung des Lochsiten-Tektonits in Verbindung gebracht werden muss. FREY (1988) be-

schrieb für ein Gebiet nördlich von Elm im Sernftal, also unmittelbar östlich des Gebiets von Atlasblatt Linthal, einen Sprung der Metamorphose über die Glarner Hauptüberschiebung hinweg von mittleren anchizonalen Bedingungen (250–300°C) im Flysch hin zu epizonalen Bedingungen (300–350°C) im Verrucano des Glarner Deckenkomplexes. Der Versatz der Zonen gleichen Metamorphosegrads an der Glarner Hauptüberschiebung beträgt ca. 10–20 km und zeigt, dass zumindest ein grosser Teil der insgesamt 35 km langen Glarner Hauptüberschiebung während der Ruchi-Phase angelegt wurde und dass dieser Vorstoss eindeutig jünger als die Calanda-Phase und die damit verbundene schwache Metamorphose ist.

Wichtig für die Datierung der Glarner Hauptüberschiebung und der Ruchi-Phase sind die Apatitspaltspur-Alter von RAHN et al. (1997), die zu einem grossen Teil in einem Höhenprofil zwischen Linthal und dem Ruchi-Gipfel im südlich anschliessenden Gebiet von Blatt Tödi aufgenommen wurden und die den Zeitpunkt der Abkühlung unter ca. 110°C anzeigen. Diese Alter liegen zwischen 5 Ma (Talboden) und 12 Ma (unmittelbar unterhalb der Glarner Überschiebung) und zeigen, dass die Ruchi-Phase älter als 12 Ma sein muss, die mit höheren Temperaturen verbunden war (ca. 250°C). Die Exhumation der Glarner Hauptüberschiebung und die damit verbundene Abkühlung auf 110°C setzte also zu einem Zeitpunkt vor 12 Ma ein, wahrscheinlich um 20 Ma. RAHN et al. (1997) konnten auch zeigen, dass die heute verbogene und im Gebiet von Blatt Linthal mit ca. 7° nordfallende Glarner Hauptüberschiebung zum Zeitpunkt ihrer Bildung durchgehend südfallend war. Sie wurde also nachträglich im Gefolge einer relativen Anhebung des Aar-Massivs durch mittel- bis spätmiozäne Verkürzungen im Autochthon des östlichen Aar-Massivs nach Norden verkippt. Gemäss der Rekonstruktion von PFIFFNER (1986) fällt der Zeitpunkt der Überschiebung des Oberhelvetikums auf die Nordhelvetische Flysch-Gruppe etwa mit dem Übergang der Sedimentation von Unterer Meeeresmolasse zu Unterer Süsswassermolasse zusammen, der auf etwa 30 Ma datiert ist (KEMPF & PROSS 2005). Den Beginn der Verkürzung im Autochthon des Aar-Massivs und damit das Ende der Bewegung an der Glarner Hauptüberschiebung mit der damit verbundenen Ruchi-Phase setzt PFIFFNER (1986) bei etwa 20 Ma an. Somit stehen ca. 10 Mio. Jahre für minimal 35 km Überschiebungsweite an der Glarner Hauptüberschiebung zur Verfügung, was eine Geschwindigkeit des Deckentransports von ca. 3,5 mm/a ergibt (SCHMID 1975).

Sprödverformung und Exhumation

Die oben erwähnte Verkipfung der helvetischen Einheiten im Gebiet von Blatt Linthal im Zusammenhang mit den im östlichen Aar-Massiv einsetzenden Verkürzungen fand in den letzten 20 Ma statt, als die Überschiebungen in die Subalpine Molasse hinein propagierten (PFIFFNER 1986). Das Gebiet von Blatt Linthal wurde während dieser Kippung lediglich von Spröddeformationen relativ geringen Ausmasses erfasst.

UNTERHELVETIKUM

Parautochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs

Am Südrand des Kartengebiets sind beidseits des Linthtals intensiv verschuppte parautochthone Sedimente des Aar-Massivs aufgeschlossen (Taf. I, Profil 3); ihre Hauptverbreitung liegt südlich anschliessend im Gebiet von Blatt Tödi. Es handelt sich um Abfolgen des Späten Juras und der Frühen Kreide sowie des Paläogens, deren Baustil STYGER (1961) ausführlich beschrieben und in zahlreichen Profilen dargestellt hat. Die am weitesten nach Norden vorstossenden Schuppen reichen eben noch ins Kartengebiet: die *Chrummlau-Schuppe* bei Stelli westlich und die *Torkopf-Schuppe* am Chlaggchopf östlich der Linth (STYGER 1961, FREY 1965). Beidseits der Reitmatt fallen die Schuppen mit 25–30° gegen Nord bis Nordwest ein.

Nordhelvetischer Flysch

Der über den mesozoisch-känozoischen Sedimenten liegende nordhelvetische Flysch zeigt einen deutlich komplizierteren Baustil: Die Abfolgen sind hier stets eng gefaltet (Fig. 17) und mit internen Überschiebungen verknüpft (OBERHOLZER 1933, STYGER 1961); die Stad-Formation bildete meist den Abscherhorizont. SIEGENTHALER (1974) schied drei tektonische Einheiten aus, die er als «Schollen» bezeichnete: Hausstock-, Vorstegstock- und Leiterberg-Scholle. Die Grossfalten wurden in der Calanda-Phase angelegt, und tonige Gesteine zeigen eine penetrative achsenebenenparallele Schieferung. Diese Schieferung wurde in der Nähe der Glarner Hauptüberschiebung von der jüngeren Ruchi-Phase verfaltet (SCHMID 1975).

Die Taveyannaz-Formation biegt an der Windigegg beim Chlaggchopf um den Nordrand der Torkopf-Schuppe und taucht subvertikal nordwärts in die Tiefe ab. Gegen Norden werden sukzessive jüngere Anteile des nordhelvetischen Flyschs (Elm-Formation) sichtbar. Nur im Gebiet von Blatt Elm tritt zwischen Engi, Matt und Schwanden der oberste Teil der Flyschabfolge (Matt-Formation) zutage. Östlich der Linth im Gebiet von Blatt Linthal reicht der nordhelvetische Flysch bis zum Mühlebächli südlich von Schwanden. Westlich der Linth verschwindet er oberhalb von Steinigen westlich von Nidfurn. Da die Abfolge der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe auch an der Basis der Wageten-Schuppe auftritt (OCHSNER 1969, 1975), ist sie dort mit dieser an den Alpenrand verfrachtet worden.

Die strukturell direkt über den Sedimenten der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe folgenden, stark deformierten schiefrigen Kalke und Mergel südhelvetischer Herkunft (Blattengrat-Decke, Mättental-Melange) werden nach Abschluss der Diskussion der unterhelvetischen tektonischen Elemente im Abschnitt Unterhelvetikum (S. 101) behandelt.



Fig. 17: Antiklinale im Sandstein der Taveyannaz-Formation an der Vordere Mättlen im hinteren Durnachtal, westlich unterhalb der Mättlenstöck. Blickrichtung gegen Südosten. Foto O. Kempf 2013.

Griessstock-Decke

Die Griessstock-Decke umfasst am Griessstock, westlich ausserhalb von Blatt Linthal gelegen, eine Abfolge von Spätem Jura (Quinten-Formation) bis Paläogen (Bürgen-Formation, Stad-Formation; BRÜCKNER & ZBINDEN 1987). Von Alp Gämshäfen (Bl. Tödi) zum Linthtal hin wird die Griessstock-Decke an flexurartigen Verbiegungen quer zum Streichen stufenweise tiefergesetzt (Taf. I, Profil 2). Auf steiles Einfallen westlich des Fisetepasses folgt gegen Vorder Orthalten ein sanfter Anstieg. Über Wängi fällt der Malm bis 40° gegen Norden. Die basale Überschiebung der Griessstock-Decke ist am Bergli-Stüber sehr schön aufgeschlossen (FREY 1965), die Malmkalkbasis ist zu Lochsiten-Kalk mylonitisiert (FUNK et al. 1983).

Vom Klausenpass bis zur Gängliwand nordwestlich von Linthal konnte FREY (1965) nirgends transgressiv aufliegend jüngere Sedimente auf dem Malmkalk beobachten. Spätkreide/Eozän-Lamellen im Hangenden der Griesstock-Decke zeigen stets einen tektonischen Kontakt. Im Bergli-Stüber stürzt der Fätschbach über den tiefsten Malm der Griesstock-Decke, der auf seiner Unterseite Nord-Süd streichende Querfalten zeigt.

Am Fruttberg setzt sich die Griesstock-Decke nördlich des Bergli – an Mächtigkeit verlierend – in die oberste Gängliwand und in die ausgewalzten, kaum 20 m mächtigen Kalke der Gräbliruis fort. 500 m weiter nördlich scheint die Griesstock-Decke unter der Terrasse von Nussbüel auszuweichen: Unter Nussbüel treten Schiefer der Klausenpass-Schuppen in Kontakt mit denen des Mättental-Melanges. Auch die Stichplatten-Schuppe (s.u.) ist dort stark gequetscht. Ob es sich beim Kalk in den Brumbach-Ästen, im Schleimenwald und am Südrand der Terrasse von Braunwald um Malm der Stichplatten-Schuppe (vgl. Darstellung in der Karte) oder um Griesstock-Schürflinge handelt, ist nicht klar. STAUB (1954), SCHINDLER (1959) und FREY (1965) haben sogar erwogen, ob nicht ein Teil der Glärnisch-Basis, etwa C. Schindlers «Unterer Lochsiten-Kalk», ein verschürftes Griesstock-Element darstellen könnte. Zwischen Durlai und Schlattberg ist der Kalk als «Tektonit» ohne Bezug zu einer spezifischen tektonischen Einheit dargestellt. Nördlich der Schwefelquelle ist die Frühe Kreide über zerbrochenem Tros-Kalk kaum vom basalen Lochsiten-Kalk zu trennen.

In den von Moräne verdeckten Hängen südlich des Bergli-Stübers steigt die Griesstock-Decke rasch an, an der Alpberg-Wasserfassung (Koord. 2717.070/1195.810/1190) liegt ihre Unterfläche fast 300 m höher. Die gegen Süden laufende Griesstock-Wandstufe wird von Mättental-Melange aufgespalten (vgl. OBERHOLZER 1933, Taf. 20, Fig. 1). Das untere Malmband endet südlich in einem zerdrückten Synklinalcharnier; das obere setzt sich als kleine Stufe in die obere Chilchiruis fort. Die Auftrennung zeigt sich im Hüttenwald östlich von Unterstafel. Unter der Malmwand und ihrer südlichen Fortsetzung liegen ausgewalzte Linsen aus Quintner Kalk. Der in der oberen Chilchiruis nur wenig mächtige Malm der Griesstock-Decke lässt sich, gegen Süden ansteigend, bis auf den Grat zwischen Chilchli- und Hufenrus verfolgen. An der Chamerstock-Südostrand, tritt er noch in ausgewalzten Linsen auf. Diese sind von der höheren Malmwand der Chamerstock-Schuppe durch «Hergen-Schiefer» der Klausenpass-Schuppen getrennt. Am Südrand des Kartengebiets bei Mäderen wird die Griesstock-Decke von der Chamerstock-Schuppe abgeschnitten.

Clariden-Schuppenkomplex

FREY (1965) fasste die im Folgenden diskutierten Schuppen («Schollen» bei FREY 1965) als «Clariden-Elemente» zusammen; sie sind hier neu als Clariden-Schuppenkomplex bezeichnet. Für eine detaillierte Beschreibung der tektonischen Verhältnisse in diesem Komplex sei vor allem auf FREY (1965, S. 232ff. und auf die Profile der Taf. 3) verwiesen.

Chamerstock-Schuppe

In der durch Flühe und Bänder gegliederten Chamerstock-Südostwand ist die mit 20–30° SE-fallende Abfolge der Chamerstock-Schuppe von Sprödverwerfungen durchsetzt, deren bedeutendste die stratigraphische Abfolge um bis zu 60 m versetzt. Bei Koord. 2716.130/1194.450/2030 wird Schrattenkalk durch eine Abschiebung verdoppelt. Eine NW–SE streichende Störung am Südrand des Kartengebiets zwischen Turm und Mäderen versetzt den Tros-Kalk um einige Zehnermeter; auf 1950 m ist der Tros-Kalk des gehobenen Südflügels NW-vergent gefaltet. Die Abfolge von Seewen-/Bürgen-Formation am Nordrand des Chamerstock ist ebenfalls in NW-vergente Kleinfalten gelegt; ihre Faltenachsen tauchen mit rund 35° gegen ENE ab (vgl. Fig. 3, Taf. I, Profil 2).

Geisstritt-Schuppe

Die Geisstritt-Schuppe liegt zwischen Geisstritt und Turm im Gebiet Chrächen nordwestlich des Chamerstock (bei Koord. ca. 2715.6/1194.7) über der Chamerstock-Schuppe. Beide Schuppen sind durch eine intensiv zerscherte Abfolge von «Hergen-Schiefer» der Klausenpass-Schuppen (s. u.) getrennt. Am nordwestlichen Ende der Geisstritt-Schuppe werden die Schichten an Brüchen stufenweise abgeschoben. Im Hangenden der Geisstritt-Schuppe liegt über Schrattenkalk der Öhrli-Kalk der Fiseten-Orthaldden-Schuppe (s. u.). Längs des Kontakts schalten sich Linsen von Seewen-Kalk der Klausenpass-Schuppen ein.

Stichplatten-Schuppe

Die SW–NE gerichtete Stichplatten-Schuppe mit steil südfallenden Brüchen kann geometrisch weder als Fortsetzung der in der Chamerstock-Nordwand stirnenden Chamerstock-Schuppe aufgefasst werden, noch setzt sie sich gegen Norden unter dem Deckenstapel des Glärnisch fort (FREY 1965, S. 202). An ihrem Südennde ist die Stichplatten-Schuppe in weitere kleinere Schuppen unterteilt (FREY 1965, S. 242f.). FREY (1965, Abb. 15) hat die Stichplatten-Schuppe in mehreren Profilschnitten anschaulich skizziert.

Klausenpass-Schuppen

Die Klausenpass-Schuppen treten im Kartengebiet vor allem im Gebiet zwischen Vorder Orthalten und Chamerstock am Südrand des Kartengebiets in Erscheinung. Weitere Aufschlüsse finden sich im Liegenden der Stichplatten-Schuppe nördlich des Fätschbachs bei Vorderstafel und unterhalb der Felswand bei «Auf der Wand» (Taf. I, Profil 2) sowie im Hangenden der Griesstock-Decke bei Waldrüti am südlichen Kartengebietsrand (bei Koord. 2712.425/1194.250).

Stellung des Clariden-Schuppenkomplexes

Mittels stratigraphischer und geometrischer Analyse versuchte FREY (1965), die Anordnung der Schuppen der östlichen Clariden-Kette zu eruieren. Wenig einheitlich ist der Schuppenbau des Clariden-Schuppenkomplexes. Zwar entsprechen sich die Schichtabfolgen faziell weitgehend, doch ist ihr geometrische Zusammenhang kaum erhalten. Es scheint daher, dass die Schuppen des Clariden-Schuppenkomplexes Überreste unter den helvetischen Decken darstellen, die weder grössenmässig noch faziell als zurückgebliebene Teile des Glarner Deckenkomplexes gedeutet werden können. FREY (1965, S.248f.) kommt zum Schluss, dass die Schuppen des Clariden-Schuppenkomplexes der östlichen Clariden-Kette faziell und geometrisch vorwiegend noch in ursprünglicher Lage hinter- bzw. übereinander liegen.

Da die WSW-ENE streichenden Stirnfalten der Chamerstock-Nordwand in die SW-NE streichenden Scharniere südlich des Chamerstockgrats zurückbiegen, können sie sich weder in die Fritterhoren, noch in W-E verlaufende Mulden des Rotstock-Nordostgrats fortsetzen. Die Abfolge der Chamerstock-Schuppe bildet wohl die Fortsetzung der Gemsfären-/Rotstock-Schuppe; mit Ausnahme der Bürgen-Formation sind nur geringe Unterschiede auszumachen.

Fiseten-Orthalden-Schuppen

Am Nordwest-Abfall der Clariden-Kette taucht der Abscherhorizont der Axen-Decke auffallend gleichmässig mit 20–25° gegen Nordwesten ab (FREY 1965, S.253ff.). Vielerorts wird er von den Gesteinen der Fiseten-Orthalden-Schuppen direkt unterlagert. Diese bestehen aus einer Verkehrtserie von Kalken und Mergelkalken der Frühen Kreide (Öhrli- bis Tierwis-Formation; so genannter «Lochseiten-Kalk der Axen-Decke» nach FREY 1965, S.169) mit tektonischer Grenze zum «Hergen-Schiefer» der Klausenpass-Schuppen (FREY 1965, S.139f.). Da am Fiseten- und am Chamerstockgrat lokal Gesteine der Klausenpass-Schuppen, der Geisstritt- und der Chamerstock-Schuppe an den Abscherhorizont anstossen, bildet diese Einheit nur lokal begrenzte, max. 50 m mächtige und stark ausgewalzte Kalkscherben im Liegenden der Axen-Decke.

Im Gegensatz zur fast planen Oberfläche verläuft die Untergrenze der Fiseten-Orthalden-Schuppen unregelmässig. In nordwestlich ansteigenden Keilen dringt «Hergen-Schiefer» in Walzen oder spitz endenden Falten in die Fiseten-Orthalden-Schuppen. Am Chämmerli und am Ober Orthaltengrat sind die Gesteine zerschert. Junge Störungen, die Schichtung und Schieferung durchqueren, haben die Schuppe bei Hinter Orthalten in Pakete zerlegt; an 55–65° gegen N-NNW ansteigenden, W-E streichenden Brüchen sind südliche auf nördlichere aufgeschoben. Jüngere SE-NW verlaufende Scherstörungen treten häufig auf.

Die nordöstliche Fortsetzung der Fiseten-Orthalden-Schuppen bildet der Lochsiten-Kalk der Axen-Decke, der hier von verschürften Kalklamellen der Klausenpass-Schuppen aufgebaut wird (FREY 1965, S.255). Er trennt Stad-Formation der Stichplatten-Schuppe bzw. der Klausenpass-Schuppen vom hangenden Lias der Friteren-Schuppe (nach TRÜMPY 1949, S.29).

Tektonite

Als höchstes tektonisches Element liegt über dem Mättental-Melange bzw. Schabell-Melange stark deformierter bzw. zum Teil mylonitisierter Kalk, der nach einer Lokalität östlich von Schwanden (Bl. Spitzmeilen) als Lochsiten-Kalk bezeichnet wurde. An der Lochsiten selber ist der 1–2 m mächtige Kalk mylonitisert (SCHMID 1975) und kann nicht von einer ursprünglichen Formation abgeleitet werden. Der Lochsiten-Kalk fällt im Linthgebiet über eine Distanz von 12 km von 2800 m ü.M. am Mättlenstöck und am Chalchstöckli auf 570 m ü.M. an der Lochsiten ab.

An einigen Stellen findet sich an der Basis der helvetischen Decken ein mehrere Meter mächtiger Kalk, der ebenfalls als Lochsiten-Kalk bezeichnet wurde, beispielsweise südlich von Schlattberg an der Basis der Axen-Decke oder am Chalchstöckli bzw. den Mättlenstöck (Fig.17) im Südosten des Kartengebiets; da hier nur die obersten Abschnitte mylonitisert vorliegen, der überwiegende Anteil des Kalks darunter aber nicht immer lithostratigraphisch eingeordnet werden kann, wurden diese Vorkommen neutral als «Tektonit» bezeichnet.

ULTRAHELVETIKUM

Mättental-Melange, Schabell-Melange

Kleinräumig verfaltete Abfolgen aus «Wildflysch» (OBERHOLZER 1933) mit Blöcken, Paketen und Linsen spätkretazischen bis paläogenen schiefrigen Mergels, Mergelkalks und Sandsteins süd- und nordhelvetischer Herkunft wurden im Gebiet Schächental-Klausenpass im Liegenden der Axen-Decke als Mättental-Melange bezeichnet (HANTKE et al. 2013). Diese Gesteine ziehen gegen Osten weiter bis ins Linthtal (FREY 1965; Taf. I, Profile 1, 2).

Östlich der Linth lässt sich zwischen den hangenden helvetischen Decken und dem Nordhelvetischen Flysch mindestens bis ins Sernftal ebenfalls eine Melangezone erkennen, die neben Wildflysch aus Gesteinen süd- und ultrahelvetischer Herkunft (Blattengrat- und Sardona-Decke) besteht (mündl. Mitt. B. den Brok; Taf. I, Profile 3, 4). Dieses Melange wird hier als Schabell-Melange bezeichnet.

Das Mättental-Melange im Liegenden der Griesstock-Decke entstand bereits früh mit der Überschiebung der unterhelvetischen Einheiten. Es wurde wohl bei der Platznahme der helvetischen Decken (hier: Axen-Decke) auf nordhelvetischem Flysch reaktiviert. Nach FREY (1965) finden sich weitere nordhelvetische Elemente im Melange nur weiter südlich am Malor (Bl. Tödi), nicht jedoch östlich der Linth.

Zwischen Fisetenbach und Fätschbach-Mündung beginnt das Mättental-Melange mit südhelvetischem Lavtina-Flysch. Die dazu gerechneten Schiefer- und Nummulitenkalk-Abfolgen am Ostabfall der Clariden-Kette liegen in einer vergleichbaren tektonischen Stellung wie die weiter östlich gelegene Blattengrat-Decke (Bl. Elm). Direkt unter der Basis der Griesstock-Decke tritt das Melange zwischen Klausenpass und Linthtal in der Chlus, bei der Jägerbalm, östlich des Waldhüttli und beim Bergli-Stüber zutage. In höheren Abschnitten sind Wildflysch-Linsen eingeschaltet.

Das Schabell-Melange entstand bei der Platznahme der helvetischen Decken (hier: Glarner Deckenkomplex) auf nordhelvetischem Flysch. Da sich die früh abgescherte Blattengrat- und Sardona-Decke im Liegenden des Melanges befinden, kann eine ähnlich frühe Entstehung wie für das Mättental-Melange hier ausgeschlossen werden.

OBERHELVETIKUM

Die Untergrenze der oberhelvetischen Decken verläuft beidseits der Linth entlang einer regelmässig nach Nordwesten geneigten Fläche, die mit etwa 7° Gefälle durch das Gebiet des Freibergs zieht und sich gegen das Gebiet des Klausenpasses hin stetig bis auf fast 20° versteilt (SCHMID 1975, Fig. 10). Im Osten bildet der Glarner Deckenkomplex die unterste tektonische Einheit; am Klausenpass setzt der Deckenstapel mit der Axen-Decke ein. Die miozäne Deformation und Hebung des Aar-Massivs, die nach Westen hin zunimmt, haben die Überschiebungsfläche gegen Westen in eine zunehmend steilere Orientierung gekippt (Profile in PFIFFNER 2015).

Glarner Deckenkomplex

Als tiefste oberhelvetische Einheit lässt sich der Glarner Deckenkomplex (Taf. I, Profile 3, 4) westlich der Linth klar in eine Glarner Decke, unten, und eine Mürtschen-Decke, oben, gliedern (SCHINDLER 1959). Eine analoge Unterteilung schlägt SCHIELLY (1964, 1981) auch für das Gebiet der Freiberge östlich der Linth vor. Während man dort in Aufschlüssen nördlich und westlich der Schönau (bei

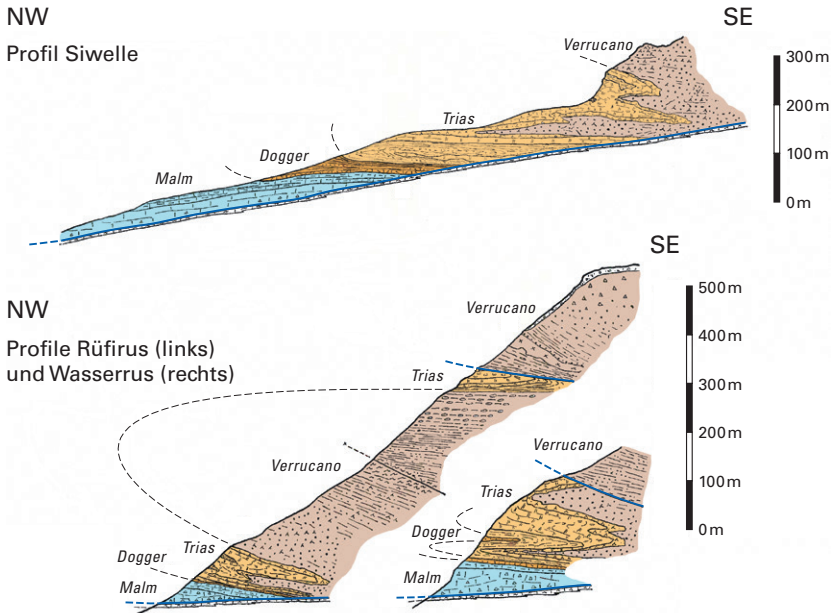


Fig. 18: Profile vom Westrand des Glarner Freibergs im Gebiet westlich von Schönau–Fätschenhorn (leicht verändert nach SCHIELLY 1964, Taf. 4). Die Profile zeigen den Verkehrtshenkel und verfalteten Kern (Verrucano) einer etwa N–S streichenden Antiklinalstruktur einer Abfolge von Verrucano bis Malm (Profil Siwelle, bei Pkt. 1764 m, Koord. 2723.450/1199.650). Diese nach Westen stürnende, fast isoklinale Antiklinale bildet die nördliche Fortsetzung derselben liegenden Antiklinale am südlicher gelegenen Saasberg. In den Profilen der Rüfirus und der südlich anschließenden Wasserrus (Koord. 2723.000/1201.520 bzw. 2722.575/1201.465) ist die normal liegende Trias von Verrucano überschoben. Der Lochsiten-Kalk der Glarner Hauptüberschiebung folgt dem Verkehrtshenkel dieser liegenden Falte und schneidet sie nach unten ab. Die Falte ist ein Produkt extrem starker Verformung während der Calanda-Phase; der Lochsiten-Kalk an der Basis ist jünger und der Ruchi-Phase zuzuordnen.

Koord. 2723.595/1201.355) tatsächlich Verschuppungen erkennen kann (Fig. 18), lassen sich diese gegen Süden und Osten nicht mehr weiter verfolgen. Zudem konnte NIO (1972) im östlichen Gebiet des Freibergs (Bl. Elm) zeigen, dass die Schichtabfolge weitgehend unbeeinträchtigt von nennenswerten Überschiebungen blieb. Daher wurde auf die weit gehende tektonische Interpretation von SCHIELLY (1964, 1981) verzichtet und der Glarner Deckenkomplex in der Karte ungegliedert dargestellt.

Die Verhältnisse am Saasberg und am Westrand des Freibergs (Fig. 18), wo N-S verlaufende, nach Westen stinnende Falten dominieren, ist auf eine Besonderheit des Glarner Deckenkomplexes zurückzuführen. Sie besteht darin, dass hier der Verrucano als ältestes Schichtglied abgesichert wurde, während die Axen-Decke im Westen in der Trias abgesichert wurde, da der Westrand des Verrucano-Trogs in etwa im heutigen Linthal liegt. Die seitliche Begrenzung des N-S streichenden Verrucano-Trogs führte zur Bildung eines grossen Faltenbogens (PFIFFNER 1992). Im Westen, also im Kärpfgebiet, und am anschaulichsten am Saasberg definieren die Triassedimente unmittelbar über dem Verrucano eine N-S verlaufende Falte, die nach Westen schliesst (Fig. 18). Im Bereich des Mürtschengebiets biegen diese Faltenachsen nach Nordosten um, bis sie am Walensee E-W verlaufen (unter gleichzeitigem Schliessen nach Norden). Im Seeztal biegen die Faltenachsen nach Südosten um, bis sie schliesslich im Raum südlich von Mels N-S verlaufen und nach Osten schliessen. Dieser Faltenbogen kann dadurch erklärt werden, dass der Verrucano des Glarner Deckenkomplexes die «ausgestülpte» Füllung eines invertierten Trogs darstellt, dessen östliche und westliche Ränder bei der Abscherung als seitliche Rampen benutzt wurden (PFIFFNER 1992).

Glarner Decke

Die Glarner Decke lässt sich vom nördlichen Kartengebietsrand bei Schwanden bis Schlattberg südöstlich von Luchsingen verfolgen (OBERHOLZER 1933, TRÜMPY 1947, SCHINDLER 1959). Die aufgeschlossenen Sedimente entsprechen der «Nidfurner Serie» von SCHINDLER (1959). Sie umfassen eine Abfolge vom Dogger bis zu paläogenen Sedimenten und sind vor allem im Luchsinger Tobel gut aufgeschlossen (Taf. I, Profil 4). Die Abfolge ist meist reduziert und von Scherflächen durchsetzt (SCHINDLER 1959).

Mürtschen-Decke

Die Mürtschen-Decke ist ebenfalls auf das nördliche Kartengebiet beschränkt und reicht westlich der Linth von Luchsingen bis zum Nordende des Kartengebiets (OBERHOLZER 1933, SCHINDLER 1959). Ein dünner Span bei Schlattberg südlich von Luchsingen lässt sich ebenfalls der Mürtschen-Decke zurechnen (TRÜMPY 1947). Die im Kartengebiet aufgeschlossenen Sedimente entsprechen der «Dohlen-Serie» SCHINDLERS (1959) und umfassen eine Abfolge von basalem mächtigem permischem Verrucano und Dogger (Taf. I, Profil 4); Malm ist nur noch weiter nördlich im Gebiet von Blatt Klöntal vorhanden. Speziell erwähnenswert ist das Vorkommen von Kristallin im Kontakt mit Verrucano in einem Tobel südlich von Schlattberg (TRÜMPY 1947).

Dohlen-Bruch (mitteljurassisch)

SCHINDLER (1959, S. 20ff.) beschreibt den Dohlen-Bruch als paläotektonische Fläche zwischen liegendem Verrucano und hangendem Dogger, an der Lias ausgeschnitten ist (Taf. I, Profil 4). Die Abfolgen werden schief geschnitten, der Nordflügel wird mit ca. 20–45° diskordant abgeschnitten, während der Südflügel nahezu konkordant zur Schichtung verläuft. Tektonische Linsen verschiedener Einheiten begleiten die Bruchfläche. Die Bewegung war gegen Südosten gerichtet. Die Doggerabfolge wird anhand von Brekzienlagen als synsedimentär bruchgebunden interpretiert. Während der Bildung des Dohlen-Bruchs senkte sich der südöstliche Teil des Ablagerungsraums stärker ab. Im Verlauf der helvetischen Deckenbildung wurde der Bruch (evtl. mehrfach) reaktiviert. Dementsprechend ist dieser persistente Bruch in der Karte als «mesozoischer Bruch, alpin reaktiviert» bezeichnet. Ein weiterer alpin reaktivierter Bruch, der Höchtor-Bruch (s.u.), wurde von SCHINDLER (1959, S. 52ff.) südöstlich des Bächistocks weiter westlich in der Axen-Decke beschrieben. Dort trennt eine diskordante Bruchfläche die Schichtabfolge der Frühen Kreide.

Axen-Decke

Die nach dem Axen, der Felsschulter und Gebirgskette östlich des Urnersees benannte Axen-Decke (BUXTORF 1908) kann auf der Nordseite des Schächentals (Bl. Schächental) über den Klausenpass (Bl. Tödi) nach Osten bis in die Glärnischkette (Bl. Linthal u. Klöntal) als durchhaltende Decke ausgeschieden werden. Gegen Westen setzt sie sich über den Urnersee und über Engelberg und Brünigpass bis ins Berner Oberland fort. Dabei verschwindet der als Axen-Südlappen (Axen-Südschuppe) bezeichnete Teil, der weiter westlich im Chaiserstuel-Gebiet (Bl. Beckenried) den Hauptteil der eigentlichen Axen-Decke ausmacht, im obersten Gruontal (Atlasbl. Muotathal), wo er vom Axen-Nordlappen (Axen-Nordschuppe) überfahren wird (HANTKE et al. 2013). Im höchsten Teil der Axen-Decke liegt ein Schuppenbau vor (Taf. I, Profil 1–3). In der Glärnisch-Nordwand (Bl. Klöntal) ist im Osten ein Axialgefälle von ca. 13° gegen Westen (SCHINDLER 1959) erkennbar. Im Westen versteilt es sich auf über 25° und setzt sich über das Rossmatter Tal weiter westlich im Silberengebiet und in der Bös-Fulen-Antiklinale fort.

Die basale Überschiebung der Axen-Decke verläuft im Kartengebiet unter quartärer Lockergesteinsbedeckung längs des Urner Bodens gegen ENE, biegt dann oberhalb der Balmwand gegen NNE um und zieht im Hang auf der linken Talseite der Linth, zumeist unter Lockergesteinsbedeckung, zum Dohlenberg am Nordrand des Kartengebiets. Die Axen-Decke wird im Kartengebiet vom Axen-Nordlappen aufgebaut, überlagert von höheren Schuppen, die ebenfalls zur Axen-Decke zählen und von ihr auf dem Niveau Palfris-/Öhrli-Formation abgeschert

worden waren. Entlang ihrer basalen Überschiebung treten zwei kleine Schuppen auf, die Bränd- und Friteren-Schuppe. Darüber folgt das in Falten gelegte Lias-Stockwerk. Im tektonisch höchsten Teil der Axen-Decke tritt ein Schuppenbau in Erscheinung, der im Norden die kretazische Abfolge in mehrere Schuppen unterteilt: zuunterst die Bächistock-Schuppe, die am Glärnisch noch von den Radstock-Schuppen unterlagert ist, darüber die Untere und Obere Silberen-Schuppe, die den Nordwesten des Kartengebiets aufbauen. Darüber liegen Reste einer Verkehrtserie der Toralp-Schuppe, die stellenweise synklinal mit der Oberen Silberen-Schuppe verbunden sind. Der Süden der Axen-Decke zeigt sich ebenfalls verschuppt, hier aber im Jura-Stockwerk, analog zur Schächentaler Windgällen-Schuppe im Gebiet der Blätter Schächental (HANTKE & BRÜCKNER 2011) und Muotathal (HANTKE et al. 2013). Dabei deuten HANTKE (1961) und HANTKE et al. (2013) an, dass die Schichtfolgen dieser Schuppen die Malm-Unterlage der Drusberg-Decke darstellen.

Bränd-Schuppe

Bei Bränd nordwestlich von Luchsingen (bei Koord. 2721.250/1203.500) befindet sich im Liegenden der Chnüggrat-Falte eine kleine, von der Hauptmasse der Axen-Decke zu trennenden Schuppe, die SCHINDLER (1959) als «Schuppe von Bränd» bezeichnet hat. Sie besteht aus einer normal liegenden Abfolge von ca. 7 m Dolomit (Röti-Formation) und rund 60 m Bränd-Brekzie, die SCHINDLER (1959, S. 14f.) in den Lias (vermutlich Spitzmeilen-Formation) stellt. Aufgrund ihrer geringen Grösse ist sie nicht in der Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000» dargestellt.

Friteren-Schuppe

Auch im Gebiet der Alp Friteren liegt eine basale Abspaltung der Axen-Decke, die Friteren-Schuppe («Frittern-Schuppe» bei TRÜMPY 1949, S. 29). Sie besteht aus einer flach normal liegenden, etwa 80–90 m mächtigen Abfolge von basal Quarzen-Formation direkt über Lochsiten-Kalk. Diese wird gefolgt von etwas «Infralias-Quarzit» und vorwiegend schiefriger Prodkamm-Formation (v.a. Cardinien-Member). Intern ist die Abfolge lokal verfäلتelt und verschuppt.

Faltenstrukturen in der Axen-Decke

Falten im Lias-Stockwerk

Die Lias-Abfolge der Axen-Decke bildet beidseits des Klausenpasses Faltenkaskaden (TRÜMPY 1949). Noch eindrücklicher als westlich des Klausenpasses (BRÜCKNER 1943, BRÜCKNER & ZBINDEN 1987) sind sie östlich davon, zwischen Glatten und Urner Boden, in der *Firnen-* und der *Zingel-Falte* (Fig. 19, Taf. I, Profil

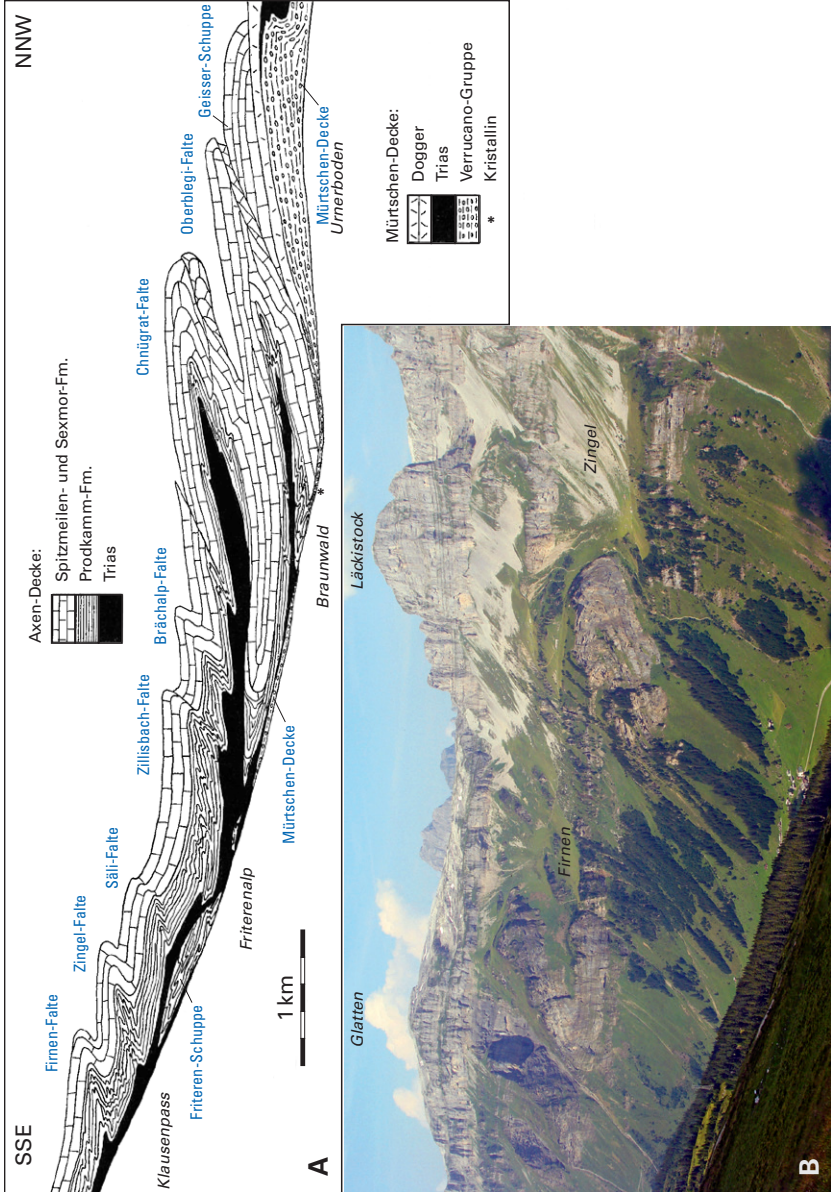
1). Weiter östlich hat sich die *Sali-Falte* gebildet, westlich von Braunwald stellen sich die *Zillibach-* und die *Brächalp-Falte* ein. Nach der Chatzenstafel-Mulde steigt der Lias zur *Chnüggrat-Falte* an. Gegen Norden schliesst sich die *Oberblegi-Falte* mit Quarten-Formation im Kern an.

Über dem Lias folgt Dogger mit schiefrigem Tonstein des Mols-Members, Bommerstein- und Reischiben-Formation sowie Blegi-Eisenoolith; zwischen Eggstock und Bös Fulen zieht die Schilt-Formation in spitzen Falten nach oben. Im Kern der WSW-ENE-orientierten Chnüggrat-Falte liegen Triasgesteine unter der Bruwaldalp-Sackungsmasse, was Trümmer von Röti-Dolomit bei Unterstafel belegen (TRÜMPY 1949, S. 26). In der SW-NE streichenden Oberblegi-Falte um Leugelstock-Guppensee zeigt sich ein durch Scherung lang ausgezogener Trias-Kern.

SCHINDLER (1959, S. 72) sieht den Normalschenkel der Oberblegi-Falte als «grösstenteils der Erosion zum Opfer gefallen» an; dieser wurde beim Vorgleiten der höheren Abfolgen an der schwächsten Stelle zerschert. Für den mächtigen, kaum gestörten Verkehrtsschenkel postuliert SCHINDLER (1959) einen späten Vorstoss der Geisser-Schuppe (Bl. Klöntal). Ihre Fortsetzung ist vermutlich südöstlich des Piz d'Artgas in der Fuortga-Klippe zurückgeblieben, wo TRÜMPY (1949, S. 31f.) eine nördliche Fazies vom Typ der frontalen Lias-Schollen der Axen-Decke erwähnt hat. Im rückwärtigen Normalschenkel der Oberblegi-Falte liegen südlich des Luchsinger Tobels unter der Herbrigwand unterer Lias und Triasgesteinen. Die Abfolge ist bis zum Erlenberg nordwestlich von Rüti GL als liegende Mulde zu verfolgen; der Verkehrtsschenkel verschwindet nordwestlich von Diesbach. Darüber folgt im Flueberg im hinteren Bösbächital, von Scheitelbrüchen gestört, die Chnüggrat-Falte als Kern der Bös-Fulen-Antiklinale.

Bös-Fulen-Antiklinale

Nördlich an die weite Mulde der Erigsmatt mit Zementstein-Formation im Kern wölben sich Dogger und Schilt-Formation zur nordwärts überkippten Bös-Fulen-Antiklinale auf (Taf. I, Profil 2). Südwestlich des Oberblegisees biegt dieser Verkehrtsschenkel wieder in Normallagerung um. Dann steigt die Abfolge, an Störungen versetzt, zum Scheitel des Hinter-Chamm empor, der mit 25–30° gegen NNW einfällt und Axen-Decke und ihre höheren Schuppen umfasst. In den beiden Dogger-Aufbrüchen westlich des Bös Fulen von Brunalpeli und Robutzli durchscheren meist NW-SE verlaufende Verwerfungen die zum Doppelgewölbe aufgebogene Malm-Abfolge. Im Brunalpeli sind Schilt-Formation und Unterer Quintner Kalk am Schafstöckli in liegende Falten gelegt. An der Nordflanke der Eggstöcke sind Schilt- und Quinten-Formation gestaucht und repetiert. Nördlich des Bösbächitals sind Dogger und Malm der Bös-Fulen-Antiklinale überkippt, Teile davon als Sackungsmassen abgeglitten.



Falten in der Mären-Jegerstöck-Ortstock-Kette

An der Basis des Märenspitz (Südwestecke des Kartengebiets) ist östlich von Gwalpeten über der Faltenkaskade im Dogger die gebankte Schilt-Formation spitz eingefaltet; im massigen Quintner Kalk kam es zur Überschiebung auf die Zementstein-Formation (Taf. I, Profil 1). Im Malm-Stockwerk nördlich des Urner Bodens zeichnet sich in der Schilt-Formation die doppelte Stirn einer Falte ab. Sie entwickelt sich über dem Dogger südlich des Schijen und lässt sich gegen Osten bis zum Ortstock verfolgen.

Höchtor-Bruch (frühkretazisch)

Der Höchtor-Bruch⁶ ist ein paläotektonisch vorgezeichneter frühkretazischer Dehnungsbruch, der alpin rektiviert wurde (SCHINDLER 1959). In seiner heutigen Gestalt ist er vom Höchtorgrat über den Guppenfirst (Bl. Klöntal) verfolgbar, erreicht bei Gelbberg östlich des Bächistock das Kartengebiet und ist unter Till des Bächifirns durch fehlende Schichtglieder und tektonische Brekzien (alpin gebildet) weiter nach Südwesten zu verfolgen (Taf. I, Profil 3). Am Gelbberg (Pkt. 2304 m) liegt Kalk der Öhrli-Formation direkt über der Zementstein-Formation, weiter nördlich über der Palfris-Formation («Unterer Öhrli-Mergel»). SCHINDLER (1959, S. 77ff.) beschreibt den Bruch als persistent mit einem abschiebenden Versatz von ca. 400 m am Höchtor. Der Bruch lässt sich bis in den Schwiboden und weiter gegen Westen unter dem Vorderchammstock verfolgen, und dürfte auch im Süden als persistent interpretiert werden (SCHINDLER 1959, S. 83); Hinweise darauf sind:

- eine Bruchfläche zwischen basaler Öhrli-Formation im Hangenden und dem obersten Teil der Zementstein-Formation bzw. der Palfris-Formation im Liegenden,
- Horizontalbewegungen in den plastisch verformbaren spätjurassischen bis frühkretazischen Gesteinen, die alte Strukturen verwischen,
- Beeinflussung durch Auffaltung der Bös-Fulen-Antiklinale, die frühere Anlagen überprägte sowie
- Mächtigkeits- und Faziesbeeinflussung während der Bruchaktivität in der Frühen Kreide.

⁶ Hochtorbuch bei SCHINDLER (1959)

Fig. 19: A: Der tektonische Bau des Lias-Stockwerks in der Axen-Decke zwischen Klausenpass und Glärnisch (leicht verändert nach TRÜMPY 1949). Gezeichnet als Sammelprofil unter Einrechnung eines Axialgefälles von 3° gegen Osten. B: Aufnahme der Firnen- und Zingel-Falte oberhalb von Urnerboden. Die steilen Felswände sind aus massigem Kalk der Quinten-Formation aufgebaut, darunter liegt meist durch Hangschutt bedeckter Dogger. Blickrichtung gegen Westen. Foto O. Kempf 2015.

Die flach gegen Westen einfallenden Faltenachsen streichen sehr konstant, mit der auffälligen Ausnahme am «Schnägg» (bei Koord. 2717.000/1204.615) westlich der Zeinenfurggel, wo die Faltenachse gegen Osten einfällt. Der Höchtor-Bruch ist, wie der Dohlen-Bruch (siehe S.105), in der Karte als «mesozoischer Bruch, alpin reaktiviert» bezeichnet worden.

Im steil aufgerichteten Südschenkel der Schwiboden-Synklinale tritt über Quintner Kalk kalkige Zementstein-Formation auf. Es folgt Mergel mit Kalklagen, dessen verfalteter Verband sich dreigliedern lässt. Diese Abfolge entspricht dem Südflügel des Höchtor-Bruchs und ist in Stellung und Fazies mit dem Profil am Gassenstock zu vergleichen (OBERHOLZER 1933, HANTKE 1949). Andererseits fand SCHINDLER (1959) in unmittelbarer Nachbarschaft dazu Zementstein-Formation und Quintner Kalk, die tektonisch und faziell dem Nordflügel des Höchtor-Bruchs entsprechen. Daraus folgt, dass der Bruch zwischen diesen beiden Gesteinsabfolgen verlaufen muss. Als verbogene Fläche verläuft der Bruch gegen den Vorderchammstock (ehem. Wissgandstock). Dabei treten im Südflügel immer tiefere Schichtglieder auf, die wiederum im Nordflügel fehlen. Der überkippte Südschenkel der Schwiboden-Synklinale wurde durch den Höchtor-Bruch abgesichert, von Malmkalk überschoben und verläuft auf der Südseite des Vorderchammstock und an der Ostflanke des Bösbächistock ins Bösbächital, wo er unter Schutt verschwindet.

Radstock-Schuppen

Am Chraterengrat, am Mittleren und Vorderen Gassenstock und vom Rossstogg zum Rad (ehem. Radstock) ist im Liegenden der Bächistock-Schuppe die Abfolge der Frühen Kreide verschuppt (Taf. I, Profil 3). Nördlich der Zeinenfurggel hat SCHINDLER (1959) zumeist im Vitznau-Mergel abgesicherte Radstock-Schuppen ausgeschieden. Relikte davon treten nördlich des Mattseeli auf, bevor sie unter Hangschutt des Rossstogg verschwinden.

Bächistock-Schuppe

Ein mächtiges von der Axen-Decke abgesichertes Kreide-Eozän-Paket (Öhrli-bis Stad-Formation) liegt in ähnlicher Fazies wie in der frontalen Axen-Decke in der Bächistock-Schuppe vor. Diese hält von den Glärnisch-Gipfeln bis an den Urnersee im Westen durch (ESCHER 1846, HANTKE et al. 2013). Östlich des Rossmatter Tals steigt sie zum Glärnisch an und bildet als Bächistock-Schuppe dessen höchsten Gipfel (OBERHOLZER 1908b, 1933, SCHINDLER 1959). Über dem Glärnisch bricht sie gegen Norden und Osten ab und tritt nördlich des Klöntalersees über der Stirn der Axen-Decke am Dejenstogg (Bl. Klöntal) in den Planggen-Schuppen wieder auf (ROTH 1965, 1969).

In vergleichbarer Fazies wie am östlichen Glärnisch erscheint die Kreideabfolge nördlich des Walensees als enge Mulde im Mattstock am Alpenrand (Atlasbl. 106 Walensee), die gemäss HANTKE (1961) im Gebiet des Linthtals von der Axen-Decke seitlich abgesichert wurde. HERB & FRANKS-DOLLFUS (2003), PFIFFNER (2011) und FUNK et al. (in Vorb.) gehen hingegen davon aus, dass der Mattstock an der Deckenfront der Säntis-Decke liegt und durch ein steilstehendes Antiklinal-Synklinal-Paar mit dem Rest der Decke verbunden ist.

Die Bächistock-Schuppe beinhaltet im Kartengebiet eine Abfolge von Vitznau-Mergel, Betlis-Kalk und Helvetischem Kieselkalk südlich und südöstlich des Glärnisch im hinteren Rossmatter Tal. Östlich von Dräggloch und gegen Drägglochstafel schaltet sich, wie südlich des Chratzerengrats, über Helvetischem Kieselkalk der basalen Axen-Decke ein Schubspan von gelblich anwitterndem Kalk der Betlis-Formation ein; dann folgen Vitznau-Mergel. Gegen den Chratzerengrat liegt darunter noch Oberer Öhrli-Kalk. Im hinteren Rossmatter Tal löste sich bei Drägglochstafel der Kalk der Betlis-Formation der Bächistock-Schuppe vom Vitznau-Mergel und wurde als Schuppe vorbewegt. Talauwärts stellen sich über Helvetischem Kieselkalk Tierwis-, Schrattenkalk-, Garschella- und Seewen-Formation ein.

Silberer-Schuppen

Nördlich der Bös-Fulen-Antiklinale liegen mit den Unteren und Oberen Silberer-Schuppen (nach ALB. HEIM 1882a, OBERHOLZER 1908a, b, 1933, HANTKE 1961) die höchsten Abspaltungen der Axen-Decke (Taf. I, Profile 1, 2). Sie folgen dem allgemeinen Axialgefälle gegen Westen und sind frontal knieförmig gestaucht; sie wurden beim Transport der Drusberg-Decke abgeschert. Ihre Sedimentabfolge reicht in der Unteren Silberer-Schuppe von Vitznau-Mergel bis Seewen-Formation; in der grösseren Oberen Silberer-Schuppe endet sie erst mit Mergel der Stad-Formation. Betlis-Kalk bildet den tiefsten Abschnitt der Oberen Silberer-Schuppe (Hund am nördlichen Kartengebietsrand). Kleine Klippen der Silberer-Schuppen sind im Hangenden der Bächistock-Schuppe auch auf dem Glärnisch erhalten geblieben; am Chli und Gross Fürberg (Bl. Klöntal) liegt Schrattenkalk-Formation über Kalk der Seewen- oder der Garschella-Formation (SCHINDLER 1959, S. 85).

Die östliche Fortsetzung der Silberer-Schuppen ist nach HANTKE (1961) am Chalberstock östlich von Euthal (Atlasbl. Ibergereg) zu suchen, wo sie als faziell vergleichbarer Kreide-Schürfling mit Seewen-Kalk zutage tritt, genau dort, wo die Silberer-Schuppen senkrecht zum Streichen im Rossmatter Tal auszufallen beginnen. Nach HANTKE (1961) hält sie über die Aubrige als Aubrig-Schuppe bis zum Gugelberg durch (Atlasbl. Linthebene). Im Gegensatz dazu interpretiert PFIFFNER (2011) die weit im Norden gelegenen Schuppen als frontale Teile der Drusberg-Decke.

Untere Silberer-Schuppe

Die Untere Silberer-Schuppe tritt im Gebiet von Blatt Linthal nur als schmaler Bereich zutage, am Chratzerengrat mit Öhrli-Formation; südlich der Silbererflue beginnt sie mit Vitznau-Mergel. Als Betlis-Kalkplatte verläuft sie gegen die Hinter Silberenalp; nordwestlich des Schattgaden ist die Platte zerschert. Die Untere Silberer-Schuppe umfasst dort und weiter östlich im Rossmatter Tal Betlis-Kalk und Helvetischen Kieselkalk, gegen Nordosten Tierwis-Formation mit Altmann- und Drusberg-Member. Weiter gegen Norden sind die tieferen Schichtglie-

der der Unteren Silberen-Schuppe, Betlis-Formation und Helvetischer Kieselkalk, zurückgeblieben; nur die höheren Anteile, Tierwis-, Schrattenkalk-, Garschella- und Seewen-Formation, lassen sich weiter nach Norden verfolgen. Im Rossmatter Tal (Bl. Klöntal) fallen die tieferen Schichtglieder sukzessive aus.

Obere Silberen-Schuppe

Zwischen Silberenalp und Silberen-Gipfel baut die Obere Silberen-Schuppe mit Betlis- bis Seewen-Formation und dann weiter nördlich (Bl. Klöntal) transgredierender paläogener Abfolge die Silberen-Hochfläche auf. Von Silberenalp gegen die Schäferhütte haben SSW–NNE verlaufende Störungen Betlis-Kalk und den aufliegenden Helvetischen Kieselkalk zerschert, ebenso die höhere Schichtglieder Tierwis- und Schrattenkalk-Formation. Schrattenkalk-, Garschella- und Seewen-Formation sind zudem gegen die Vordere Silberen (Pkt. 2308 m) stark reduziert.

Nördlich der Silberengipfel zeichnet sich in Drusberg-Member, Schrattenkalk- und Garschella-Formation der Kern einer Kniefalte ab. Diese brach im Bereich geringster Schrattenkalk-Mächtigkeit auf. Eine Zunahme zeigt sich im Bietstock (Bl. Klöntal) und oberhalb von Butzen. Der Seewen-Kalk des Hinter Nossen ist zweigeteilt. Die Auftrennung im Stirnbereich reicht von Alpeli gegen Richisau und nordöstlich des Pragelpasses von Assilinen-Grünsand bis in den Stad-Mergel (Bl. Klöntal).

Eine Verbindung der Radstock-, Bächistock- und Silberen-Schuppen gegen Westen, wie es in der Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200000» von Atlasblatt Muotathal gezeigt wird (HANTKE et al. 2013), ist in der dargestellten Form nicht möglich, da die Überschiebungen in unterschiedlichen stratigraphischen Stockwerken verlaufen. Wahrscheinliche Ursache hierfür ist das seitliche Auskeilen bzw. Abschneiden einzelner Schuppen, so dass sie sich nicht über eine grössere Distanz hinweg verfolgen lassen. Auch ist der genaue Verlauf der Überschiebungen im Bisistal ungewiss, da grössere Strecken unter Schutt liegen.

Toralp-Schuppe

Auf Twärenen-Räui (westliches Silberengebiet) zwischen Toralp–Torboden im Süden und Zingel–Silberen im Norden, liegt eine Verkehrtserie (Taf. I, Profil 1) aus Betlis-Kalk und Helvetischem Kieselkalk sowie wenig Mergel der Tierwis-Formation (Drusberg-Member), Schrattenkalk-Formation, lokal Garschella-Formation (Fluebrig-Schichten) und Seewen-Formation im Süden auf Helvetischem Kieselkalk und Schrattenkalk-Formation der Oberen Silberen-Schuppe. Diese Verkehrtserie, von OBERHOLZER (1933) als «Toralp-Decke» bezeichnet, ist im Gross Mälchtal durch eine liegende Synklinale mit der sich nördlich des Chratzerengrat synklinall aufrichtenden Oberen Silberen-Schuppe verbunden (BRÜCKNER 1947)

und wird daher als Teil der Axen-Decke betrachtet. Die isolierten Klippen der Toralp-Schuppe liegen häufig an Brüchen gebunden vor (z.B. zwischen Tor und Oberist Hütte), an denen sie tektonisch abgesenkt und vor Erosion bewahrt wurden. Dieser Verkehrtschenkel wurde unter der vorrückenden Drusberg-Decke abgesichert und leicht tektonisiert (HANTKE et al. 2013).

Ortstock-Schuppe, Höch-Turm-Schuppe

An den Schächentaler Windgällen (Atlasbl. Schächental u. Muotathal) liegt über verkehrtem Malm eine höchste Malm-Abfolge, die mit Schilt-Formation beginnt und bis in die Zementstein-Formation reicht («Höhere Malmschuppen der Schächentaler Windgällen» sensu BRÜCKNER & ZBINDEN 1987). Der verkehrte Malm ist im Gegensatz zum Axen-Lochsiten-Kalk und erst recht zum Lochsiten-Kalk der Typlokalität kaum metamorph, mächtiger und von Kalzitadern durchsetzt. Auch weiter östlich am Glatten haben BRÜCKNER (1943) und BRÜCKNER & ZBINDEN (1987) zwei übereinanderliegende, von Brüchen zerschnittene Malm-Abfolgen erkannt. Während W. Brückner (in BRÜCKNER & ZBINDEN 1987) diese Malmschuppen zur Axen-Decke stellt, sieht HANTKE (1961, vgl. HANTKE & BRÜCKNER 2011) in diesen Schuppen die im Süden zurückgebliebene Malm-Unterlage der Drusberg-Decke. Zwischen Rot Nossen und Signalstock folgt über der Ortstock-Schuppe eine weitere Schuppe aus Oberer Quinten- und Zementstein-Formation, die Hantke (1961) mit der Höch-Turm-Schuppe parallelisiert; seiner Interpretation zufolge schliesst diese Malmfazies südlich an diejenige der Axen-Decke an und bildet die ursprüngliche Unterlage der Drusberg-Decke.

Auch im Kartengebiet, in den weiter östlich gelegenen Gebieten der Mären-Jegerstöck-Ortstock-Kette, ist die Malm-Abfolge entlang flacher, schichtparalleler Überschiebungen verschuppt. Sie lassen sich südlich der Glattalp und in der Mären-Jegerstöck-Ortstock-Kette höhenbeständig über mehrere Kilometer verfolgen. HANTKE (1961) beschreibt dort eine Ortstock-Schuppe, deren Basis zwischen Rot Nossen und Ortstock deutlich erkennbar ist; im Westen am Märenspitz und Mären ist sie jedoch nicht mehr verfolgbar. Nördlich des Urner Bodens ist diese tiefere Schuppe synklinal mit dem Jura-Stockwerk der Axen-Decke verbunden.

Nordöstlich vorgelagert liegt ebenfalls eine auf Zementstein-Formation überschobene Abfolge von Schilt- bis Zementstein-Formation, die nach ihrer Lokalität als Höch-Turm-Schuppe bezeichnet wird. Zwischen Rot Nossen und Signalstock folgt über der Ortstock-Schuppe eine weitere Schuppe aus Oberem Quintner Kalk und Zementstein-Formation, die HANTKE (1961) mit der Höch-Turm-Schuppe parallelisiert; seiner Interpretation zufolge schliesst diese Malmfazies südlich an die Axen-Decke an und bildet die ursprüngliche Unterlage der Drusberg-Decke. Hier wird der gesamte verschuppte Malm mit Schilt- bis Zementstein-Formation der Axen-Decke zugerechnet.

Verwerfungen

Die Hochfläche zwischen Rund Eggen und Erigsmatt nördlich des Höch Turm ist von WSW-ENE und SSE-NNW verlaufenden Verwerfungen, zumeist Blattverschiebungen mit geringem Versetzungsbetrag, durchsetzt. Vielfach bildeten sich entlang dieser Verwerfungen auch Dolinen.

Eine im einzelnen schwer verfolgbare NW-SE orientierte Störung verläuft durch das Rossmatter Tal und versetzt die Westseite in der Nähe des nördlichen Kartengebietsrands um gut 150 m nach unten. Die Störung zeichnet sich noch bei Zeinenstaffel ab; Verstellungen finden sich gegen Rosstogg und Rossfad.

Südlich und östlich der Silberen verlaufen SSW-NNE streichende Verwerfungen. Westlich von Silberen und Twärenen ist die Obere Silberen-Schuppe an antithetischen, S-N bis SSE-NNW verlaufenden Brüchen versetzt.

Auf nacktem Fels und von schütterer Vegetation bedeckten Hochflächen treten Verwerfungen an der Oberfläche markant zutage. Sie sind auch im digitalen Terrainmodell (SwissALTI^{3D}) sehr gut zu erkennen; auf dem Atlasblatt konnte nur eine Auswahl dargestellt werden.

Drusberg-Decke

Als höchste tektonische Einheit tritt im Gebiet von Blatt Linthal die Drusberg-Decke in Erscheinung. Ihre Kreideabfolge ist am äussersten Nordwestrand gerade noch aufgeschlossen und zumeist versackt. Wenig südlich befindet sich mit dem Roggenstöckli eine Klippe der Drusberg-Decke.

Die im Kartengebiet vorhandene Abfolge enthält zuunterst feinsandigen Mergel der Palfris-Formation und des Vitznau-Mergels (BURGER & STRASSER 1981), darüber hell anwitternden, zur Starzlen versackten Diphyoides-Kalk sowie Helvetischen Kieselkalk. Nördlich des Vorder Bärenloch (Atlasbl. Muotathal) und beim Gruebi am Anstieg zum Pragelpass liegen Kalkspäne der Seewen-Formation an der Basis der Palfris-Formation der Drusberg-Decke. Sie wurden beim Deckentransport entweder von der Oberen Silberen-Schuppe abgerissen oder stellen überfahrene, verkehrt liegende Stirnpartien der Toralp-Schuppe dar.

Roggenstöckli-Klippe

Die Klippe des Roggenstöckli stellt ein Relikt der südlichsten Drusberg-Decke dar. Die Sedimentabfolge der westlich des Ober Roggenloch gelegenen Roggenstöckli-Klippe beginnt mit 50 m Vitznau-Mergel, die am Westende auf Schrattenkalk- bzw. Garschella-Formation (Brisi-Kalk), im Süden auf Seewen-Formation der Oberen Silberen-Schuppe und im Nordosten auf Betlis-Kalk der Toralp-Schuppe liegt. Es folgen über Vitznau-Mergel 30 m hellgelblich anwitternder

Diphyoides-Kalk, dann mit scharfer Grenze schiefrieger Helvetischer Kieselkalk, der rasch plattig gebankt wird, insgesamt gegen 40 m.

ERDBEBEN

Das Beben von 1653 löste in der Umgebung von Glarus Felsstürze aus und war auch für Stürze weiter südlich verantwortlich. Zwischen 1701 und 1703 verursachten Erdbeben in Linthal und Betschwanden Schäden (SCHEUCHZER 1716, TSCHUDI 1714, BALTZER 1873). In neuerer Zeit ereigneten sich relativ häufig kleinere Beben; in 35 Jahren am Ende des 20. Jahrhunderts wurden deren 16 verzeichnet. Am 6. Mai 2003 ereignete sich ein spürbares Erdbeben am Urner Boden in einer Tiefe von ca. 3 km mit einer Magnitude von 4,0 (DEICHMANN et al. 2004).

HYDROGEOLOGIE

Quellen

Die Jahresmittel der Niederschläge im Kartengebiet steigen von tief nach hoch von 150 cm/a (Schwanden), über 176 cm/a (Linthal) und 189 cm/a (Braunwald) auf 245 cm/a (Glattalp) und bis über 320 cm/a (Glärnisch und Bös Fulen) an. Auf Flöscheggen (Koord. 2708.044/1203.382) werden 292 ± 35 cm/a erreicht (schriftl. Mitt. A. Wildberger). Glattalp, Charetalp und Robutzli zeichnen sich als niederschlagsreich und durch frühes Einschneien aus. Im Winter bilden sich in den Senken Kaltluftseen mit extremen Minustemperaturen, auf der Glattalp bis -50°C (GWERDER 1993), im Februar 1991 gar $-52,5^{\circ}\text{C}$ (EBS 2002).

Im verkarsteten Silberer-Charetalp-Gebiet finden sich kaum Quellen; wo welche austreten – in Vitznau-Mergel nordöstlich des Roggenstöckli, im Drusberg-Member im Flöscheggen westlich des Silberengipfels, im Chaltenbrünneli über Vitznau-Mergel zwischen Hinter Silberenalp und Dräggloch – ist ihr Ertrag gering. Bedeutende Quellen treten erst tiefer unten, im Gross Mälchtal nördlich des Torloch und im Rägenloch, aus.

Im hintersten Bisistal quillt östlich von Gwalpeten ein Bach und an der Nordwestwand der Märenberge der Märenbrunnen aus der Schilt-Formation hervor; auf Milchbüelen stösst Wasser von der Glattalp auf. Die Brunalpele-Quellen vereinigen sich zu einem Bach, der in einem Ponor verschwindet und im Hinter Seeberg im Bisistal (Bl. Muotathal) wieder austritt. Wasser, das im Läng Boden versickert, tritt in der Mettlen-Quelle (Koord. 2705.770/1201.240) und in den Steinweid-Quellen (Koord. 2704.120/1202.520, 2704.090/1202.540) wieder aus. Wasser, das im Seeli auf Läckli im Drusberg-Member verschwindet, tritt im Schwyzer Schacht (Koord. 2708.490/1204.310) und in den Schlichenden Brünnen (Bl. Muotathal; JEANNIN et al. 1995) wieder aus.

Das Einzugsgebiet der Waldhüttli-Quellen WSW des Urner Bodens liegt auf Gämshäfen (Bl. Tödi). Grundwasser stösst Unterm Port, in Rietrüti, östlich von Hintere Hütten und südlich von Argseeli auf; Schuttquellen treten bei Mättenwang und Argseeli aus. Die Frutt-Quelle bricht auf Fruttberg wie die Bergli-Quelle an der Griesstock-Überschiebung hervor und wurde 1911 für die Wasserversorgung von Linthal gefasst. Beim Spitzstein tritt eine Quelle aus; eine weitere ist östlich von Chameralp-Unterstafel auf Alpberg gefasst.

Die mit $11,5^{\circ}\text{C}$ ($13,5^{\circ}\text{C}$ gemäss ZWEIFEL 1958) subthermalen Quellen des Brunnengüetli entwässern das Mutterseegebiet (Bl. Tödi) und erhalten einen Zuschuss von Subthermal- und Grundwasser von Limmeren (COLLET 1918, ZWEIFEL 1958, WEBER 1967, WEBER & KOBEL 1970, A. Bögli in JÄCKLI et al. 1985, S. 80ff.: «je geringer der Ertrag, umso höher die Temperatur»). Sie treten als «Felix-und-Regula-Quellflur» an der Gnüsswand am Tierfed-Strässchen aus.

In der Umgebung von Braunwald⁷ treten Quellen über schiefrigem Tonstein der Quarten-Formation, des Mols-Members und der Schilt-Formation aus. Jene auf Bräch-Ober Stafel, Bergeten und Laui entwässern das Rundeggen-Areal. Auf Bösbächli entspringen westlich von Mittler Stafel die Tierbrunnen, die 1996 bei Matt neu gefasst wurden. Am Kontakt zum Mols-Member treten unterhalb des Berghauses Gumen auf 1780 m ü. M. Quellen des Plattenbachs aus, der nach kurzem Lauf versickert und mit Schuttquellen bei Bruwaldalp-Unterstafel und am Schwettiberg im Nordosten der Braunwald-Terrasse wieder zutage tritt. Der südliche Teil der Terrasse ist reich an Schuttquellen. Zur Sanierung der Kriechbewegungen wurden sie für die Wasserversorgung in Stollen gefasst (H. Jäckli in JÄCKLI et al. 1985, S. 95f., ENTWÄSSERUNGSKORPORATION BRAUNWALD 2019). In der westlichen Talflanke treten Quellen in Till, Bergsturzmaterial und Hangschutt aus. Ergiebiger sind jene aus Rauwacke in geklüftetem Röti-Dolomit, solche am Ostrand der Terrasse von Braunwald und Leuggelbach, bescheidener jene aus der Reischiben-Formation (E. Weber in JÄCKLI et al. 1985, S. 92ff.). Die Leuggelbach-Quellen des Leuggelstocks treten im Sandkalk der Bommerstein-Formation aus. Östlich der Linth sind Quellen im Hasler Tal zwischen Flysch und Lochsiten-Kalk ertragreich.

Die *Schwefelquelle* des einst renommierten Bad Stachelberg in Linthal (TRÜMPY 1837) wurde 1997 in der Brumbachschlucht (bei Koord. 2718.300/1199.010/940) neu gefasst und nach Stachelberg geleitet. Eine weitere Schwefelquelle tritt im Luchsinger Tobel (Koord. 2720.900/1203.120) an der Grenze Flysch/Lochsiten-Kalk aus.

In der Kette Glatten–Jegerstöck–Ortstock verschwindet Wasser in Dolinen; unterhalb der Ortstock-Furggele auf 2200 m ü. M. tritt es wieder aus und fliesst als Bach in den Glattalpsee. Von den Ponoren ist im Kartengebiet der Zusammenhang durch Tracer mit folgenden Quellen (Atlasbl. Muotathal) erwiesen (JEANNIN et al. 1995):

- Brunalpeli → Hinter Seeberg
- Läng Boden → Mettlen, Steinweid, Zwingsbrügg, Schlichende Brünnen
- Chalberweid → Mettlen, Steinweid (Höllloch, Schlichende Brünnen)
- Läckli (Silberalp) → Höllloch, Schlichende Brünnen

Bergsturzmaterial staute im Urner Boden temporär einen See, der ausbrach und den Fätschbach gegen Süden abdrängte. In Trockenzeiten nimmt die Wassermenge oberhalb der Schuttmasse des Uf-em-Port-Bergsturzes ab, unterhalb steigt sie wieder an. Aufstösse an deren Nordrand deuten auf Durchströmung. Karstwasser tritt in der Chlus an der Basis des Malms der Griesstock-Decke, in den Jägerbalm- und Waldhüttli-Quellen (Bl. Tödi), aus. Oberhalb des Urner Bodens finden

⁷⁾ ursprünglich wohl Brunwald

sich zwei Schichtquellen-Horizonte: ein oberer über der Schilt-Formation, ein unterer über dem Mols-Member. Bei Hergersboden (Bl. Tödi) treten um 1500–1600 m ü. M., bei Unterste Wang 26000 l/min als Karstquellen aus (T. Locher in JÄCKLI et al. 1985, S. 93ff.).

Glattalp und Charetalp liegen in abflusslosen, hydrologisch zusammenhängenden Becken. Die Glattalp umfasst drei Teilbecken: Mären (7 km², Quintner Kalk mit Dolinen), Mütschen (8,5 km², teils versackte Zementstein-Formation) sowie Milchbüelen (5 km², Lias und Dogger).

Vor der Nutzung des Glattalpsees (S. 110) als Hochdruckspeicher erreichte dieser am Ende der Schneeschmelze den höchsten, im Spätwinter den tiefsten Stand. Im Schaffärch verschwinden die Bäche in Schlucklöchern. Im Mütschen-Becken am Nordfuss des Mären staut sich im Frühsommer eine tiefe Pfütze. Bei Markierungsversuchen zur Energienutzungsplanung für den Glattalpsee reagierten nur die Quellen östlich der Muota, von Milchbüelen bis Hinter Seeberg. Bei Schneeschmelze ergaben sich bei 11–20% Gefälle Abstandsgeschwindigkeiten von 40–90 und 150–360 m/h bei Niederwasser (A. Bögli in JÄCKLI et al. 1985, S. 80ff.).

Auf der Charetalp, einem 21 km² umfassenden Karrengebiet (auf Quintner Kalk) mit Schacht- und Horizontalhöhlen und undurchlässiger Zementstein-Formation, finden sich fünf Teilbecken. Das grösste längs der Nordflanke des First besteht aus Quintner Kalk unter Zementstein-Formation, in denen Schlucklöcher lokale Erosionsbasen gebildet haben. Rinnsale entwässern die Südseite; jene auf der Ostseite sind nur bei Starkregen und Schneeschmelze aktiv. Bei der Quelle Hinter Seeberg tritt Karstwasser bei einer Abstandsgeschwindigkeit von 360 m/h südlich des Bös Fulen und östlich von Stöllen aus.

Die Karstquellen Milchbüelen, Feldmoos, Höchweid (Atlasbl. Muotathal) und Richliswald sind an Quellhorizonte im Mols-Member gebunden. Ihr Wasser stammt teils vom Glattalpsee und gelangt entlang von Scherstörungen und Klüften zu Karstquellen. Der Hauptteil fliesst unter dem First gegen NNW. Unter der Charetalp zweigt ein Teil gegen Südwesten ab und tritt in den Höchweid-Quellen zutage; ein weiterer Teil folgt erst einer Störung. Im von Störungen durchsetzten Dogger-Aufbruch des Robutzli verläuft Wasser gegen Westen und tritt im Richliswald – ein Teil in der hydrologisch tiefsten Lage, in den Hinter-Seeberg-Quellen – aus (Bl. Muotathal).

Das Areal Gschwänd–Bödmeren–Twärenen–Twärenen-Räui zwischen Starzen im Norden, Muota im Südwesten und Rächstaler Bach im Süden ist das Einzugsgebiet des speläologisch und hydrogeologisch gut untersuchten Hölllochs. Von den insgesamt 28 km² entwässert das Höllloch 22 km², was 44 Mio. m³/a, bzw. 2000 mm/a Niederschlag entspricht (A. Bögli in JÄCKLI et al. 1985, S. 87ff.).

Im Linthtal bei Pkt. 545 m (Koord. 2722.560/1204.720) treten Quellen aus dem Nidfurn-Deltaschotter aus.

Wasserversorgung

Die Wasserversorgung des Urner Bodens erfolgte in zwei Phasen: 1941 wurden die Quellen zwischen Wild Boden und Jägerbalm (Bl. Tödi) gefasst, 1979 eine Fassung mit Reservoir auf dem Wild Boden.

Die Wasserversorgung von Braunwald nutzt Karstüberlaufquellen (z.T. aus Hangschutt) nördlich des Grotzenbüel. Das Überschusswasser gelangt in den Platten- bzw. Brumbach (unten), der ungefähr den Rand der heute aktiven Rutschmasse Braunwald nachzeichnet. Das Wasser versickert im oberen Teil und kommt gemäss den Markierversuchen und Abflussmessungen in grossen Quellen unten neben dem Bach beim Rietberg wieder zu Tage (DR. VON MOOS AG 2014). Die Tiefendrainage beim Hotel Bellevue in Braunwald erfasst je nach Jahreszeit zwischen ca. 50 und 700 l/min Wasser. Das Rutschungs-/Murgangereignis 1999 zeigte, dass durch dieses System die Wüechten- und Teufus trockengelegt werden konnten (Dr. VON MOOS AG 1999).

Im Glattalpsee und in seiner Umgebung gibt es zahlreiche Schwinden, die darauf untersucht wurden, ob sie für die Stromproduktion abdichtbar seien (EBS 2002); einzelne wurden markiert, und entsprechende Fliesswege zu Quellen im Bisital konnten nachgewiesen werden (JEANNIN et al. 1995).

Das Glarner Hinterland bezieht ferner Trinkwasser von gefassten Quellen. Linthal nutzt die Quellfassungen Chäferloch am Chilchenstogg auf 840 m ü.M. und in der Fruttmatt auf 900 m ü.M. sowie die Grundwasserfassung im Tierfed (Koord. 2717.603/1193.084) auf 806,5 m ü.M. und 960 m ü.M. (Bl. Tödi). Oberbann/Wasserstein, im Wässerli und Brettegg beziehen ihr Wasser aus der Auenrus.

Rüti und Betschwanden nutzen die Obermarglen-Quellen und Diesbach die Alpeli-Quellen. Leuggelbach nutzt die Quellen im Schadenbann und bezieht Wasser vom Grundwasserpumpwerk. Hätzingen hat Quellen im Chlettenboden, in der Geissgass, in Schlatt, Buholz sowie im Gebiet Sellboden und Schletli gefasst und bezieht Wasser vom Pumpwerk In der Au. Luchsingen hat Quellen im Hangetli gefasst und bezieht Wasser von den Tugberg-Quellen, bei Wasserknappheit vom Grundwasserpumpwerk Leuggelbach. Die Ferienhaussiedlung Schlattberg nutzt Quellen im Boden und bezieht Wasser vom Pumpwerk Leuggelbach. Nidfurn nutzt das Quellgebiet Leuggeln, Haslen das vom Büelstock, Haslen und Schwanden jenes von Mätzstöck-Rotenberg mit Fegis-, Täliberg-, Cholboden-, Stollen-, Ottenloch- und Hofer-Quelle. Schwanden bezieht Wasser von Hellwald, Tobel, Schwändibord, Wagenrunse, Grüt und südlich von Zussigen sowie vom Pumpwerk Widen. Neben der Grundwasserfassung Tierfed bestehen im Linthtal weitere Fassungen für Hätzingen, dort, in Luchsingen und Leuggelbach, Industriefassungen und ein Pumpwerk in Schwanden-Widen.

Bergseen (z.T. verlandet)

Der Glattalpsee (1852 m ü.M.), mit gegen 5 Mio. m³ der grösste See ohne oberirdischen Abfluss, liegt in einem von SSE–NNW verlaufenden Störungen vorgezeichneten Becken in der Zementstein-Formation. Nach Abschmelzen des Glattalpgletschers war es vermutlich von Permafrost plombiert; die Wanne füllte sich bis zum Überlauf um 1870 m ü.M. Im Holozän sank der Spiegel, bedingt durch randliche Dolinen, sukzessive ab. Jüngere Spiegel lagen bei 1855, 1854 und um 1852,5 m ü.M. (EBS 2002).

Nach Stau- und Abdämmungsversuchen um 1955 durch das Elektrizitätswerk des Bezirks Schwyz werden seit 1970 aus dem See bei 725 m Gefälle 15 GWh/a Strom gewonnen (Kraftwerke Bisistal und Sahli). Ein Aufstau auf Spätglazial-Niveau hätte ein Abdichten der Dolinen erfordert, doch mögliche Störungen im Fels unter dem See, erhöhter Wasserdruck und saurer Regen verunmöglichten diese Abdichtungsversuche (EBS 2002).

Im jüngsten Spätglazial bildete sich im Schafboden (bei Pkt. 1857 m) südwestlich der Glattalp kurzzeitig ein See. Das von der Chratzerengrat-Bergsturzmasse umgebene Silberenseeli (1945 m ü.M.) wird wie jenes Seeli auf Hinderist Twärenen von Vitznau-Mergel abgedichtet, das Löcher-Seeli, 100 m westlich von Pkt. 1924 m auf Hinter Silberalp, von Mergel des Drusberg-Members. Die drei Seeli nordöstlich von Schattgaden hingen einst zusammen. Jene im Dräggloch über Vitznau-Mergel der Bächistock-Schuppe waren im Spätglazial noch höher gestaut. Das Mattseeli (1857 m ü.M.) auf Zeinenmatt wird von Sturzgut und Murgangschutt abgedämmt. Im Ortstockgebiet liegen auf Friterenort im nordfallendem Mols-Member das von Till und Hangschutt umgebene Friterenseeli (1795 m ü.M.) und das Bergetenseeli (1619 m ü.M.); in ihnen endeten im jüngsten Spätglazial Eiszungen vom Ortstock. Die Sackungsmasse von Hinterstafel und die Schuttfächer von Unterwang haben den Fätschbach zeitweise zum Argseeli aufgestaut. Sackungs- und Bergsturzmassen sowie Murgang- und Lawinenschuttkegel stauten im Urner Boden zeitweilig flachgründige Seen: der Salibach-Schuttfächer einen bis Riedrüti reichenden See, der Bergsturz von Spittelrüti–Uf em Port jenen von Hergersboden (Angaben nach OBERHOLZER 1933).

Der durch parallel zum Ostufer verlaufende Brüche in tektonischer Senke gelegene, 30 m tiefe Oberblegisee (1420 m ü.M.) wurde vom Bächifirn ausgekolkt, was Gletscherschliffe am Ostufer andeuten. Aufgrund seiner trichterförmigen Gestalt sahen BALTZER (1873), BLUMER (1902) und H. Fischli (in OBERHOLZER 1933) in ihm einen Dolinensee. Im Spätglazial entwässerte er mit einem Wasserfall zum Bösbächibach, beim weiteren Anstieg der Permafrostgrenze durch Dolinen. Während BLUMER (1902) auch das Guppenseeli (1515 m ü.M.) für einen Dolinensee hielt, sah OBERHOLZER (1933) darin die Kolkwirkung des Guppengletschers.

Engisee (1990 m ü.M.) und Chammseeli (2012 m ü.M.) werden von lokalem Till des einstigen Übelbachfirns, einem Arm des Diesbachgletschers, gestaut. Der

Milchspüelersee (2195 m ü.M.) verdankt seine Existenz Scherstörungen im überschliffenen, schiefrig-spröden Verrucanoriegel mit basischen und rhyolithischen Vulkaniten und Tuffiten. Die Seen auf der Chüetelmatt (um 2175 m ü.M.) liegen in von Till abgedichteten Senken im schiefrigen Verrucano.

Hochwasser

Die Liste der Linth-Hochwasser ist lang: 1343, 1468, 1519, 1574, 1577, 1584, 1618, 1626, 1627, 1629, 1636, 1659, 1666, 1668, 1670, 1676, 1679, 1683, 1686, 1703, 1720, 1725, 1726, 1729, 1732, 1740, 1750, 1755; 1762, 1764, 1779, 1781, 1789, 1795, 1796, 1804, 1807, 1813, 1817. Wiederholt wurden Brücken weggerissen. Im späten 18. Jahrhundert drohte das Glarner Unterland im Morast zu versinken (HEER & BLUMER-HEER 1846). Erst das Linthwerk (1807–1816) brachte Entlastung (DAVATZ 1991). Doch auch im 19. und 20. Jahrhundert blieben Hochwasser nicht aus: 1831, 1840/41, 1863, 1910, 1940, 1944, 1953. Das August-Unwetter von 1944 im Durnachtal zog den ganzen Linthlauf in Mitleidenschaft. Zuletzt ereigneten sich Hochwasser 1981, 1999, im Spätherbst 2005 sogar ein so genanntes Jahrhunderthochwasser (KELLER 2007, BAFU 2019b).

ROHSTOFFE UND WASSERKRAFT

Erze

Vom Bützistock im Kärpfgebiet sind Kupfererzlagerstätten (Buntkupferkies, Malachit, Lazur) bekannt. TRÜMPY (1941) zufolge waren Chalbertros, Chüetel-II und Durnach ergiebig. Erzführender Blegi-Eisenoolith wurde auf Oberblegi abgebaut und in Schwanden verhüttet. Nach OBERHOLZER (1933, S.267) wurde Blegi-Eisenoolith bereits im 16. Jahrhundert abgebaut.

Tonschiefer

Tonschiefer der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe wurde als «Dachschiefer» 1833 und erneut ab 1873 (KNÜSLI-GLARNER 1997) unterhalb von Alpeli im Diesbachtal abgebaut. Der Ausfall des Schieferabbaus im Sernftal infolge des Elmer Bergsturzes 1881 erhöhte die Nachfrage. Während ALB. HEIM (1882b) die Abbaustelle anhand von Fischfossilien mit jener von Engi parallelisierte, nimmt STYGER (1961) an, dass es sich auch um ein anderes Niveau handeln könne. Es ist der einzige Nachweis von Schieferabbau im Kartengebiet.

Kies

Kies aus Till wurde im Gebiet Gross Mälchtal-Rägenloch für den Bau des Tor-Strässchens abgebaut.

Kies des Nidfurn-Deltaschotters wurde in der Stauterrasse von Schwanden-Nidfurn abgebaut (Fig. 12, nach OBERHOLZER 1900, Fig. 13, S. 134). Die genaue Position der ehemaligen Abbaustelle lässt sich nicht mehr rekonstruieren.

Entnahmen von Kies finden heute nördlich von Luchsingen, westlich von Hätzingen und im Geschiebesammler des Durnagel statt. Ein bescheidener Kiesabbau erfolgt in den Alluvionen bei Argeeli auf dem Urner Boden (bei Koord. 2714.1/1195.6).

Wasserkraft

Im Kartengebiet stellt heute die Wasserkraft, 1885 vom Glarner Landrat «der glarnerische Brodkorb» genannt (STÜSSI 2001), die bedeutendste Quelle für die Energiegewinnung dar. Seit der Industrialisierung wurden grössere Gefällsab-

schnitte der Linth von Linthal bis Schwanden für Spinnereien und Webereien genutzt.

Die vier Stufen des Kraftwerks Linth-Limmern sind Mutsee-Limmernboden, Limmernboden-Tierfed (davon stammen 28 GWh/a aus dem Durnachtal), Hintersand-Tierfed und Tierfed-Linthal; sie leisten eine mittlere Jahresproduktion von 415 GWh, 2001/02 wurden gar 464 GWh produziert (KAUFMANN 1994, E. Kaufmann in STÜSSI 2003).

Das 1949 erbaute Fätschbach-Werk produziert 76,5 GWh/a, die Anlagen von Linthal bis Hätzingen insgesamt 17,7 GWh/a, Brumbach mit der Fassung Niderschwändi auf 1070 m ü.M. 7,3 GWh/a und Diesbach 1,7 GWh/a. Bächli-, Chammbach und Zeferzaun-Quelle im Elektrizitätswerk Glarus in Luchsingen produzieren 14,5 GWh/a. In Leuggelbach werden aus Linth, Leuggel- und Allmeindbach und Quellen in vier Werken 8,2 GWh/a produziert (SCHINDLER 2001), in Haslen und Schwanden 7,2 GWh/a (BERLINGER 2001), im Kartengebiet rund 120 GWh/a.

UR- UND FRÜHGESCHICHTE

Mesolithikum

Das Gebiet Silberen-Twärenen wurde seit dem frühen Mesolithikum begangen (LEUZINGER et al. 2007). Aus der Höhle Twärenen-Wunderfitz (2240 m) stammen über 300 Rothirschknochen, darunter solche mit Schnitt- und Brandspuren und aufgespaltene Metapodien; ein Oberarmknochen ergab ein ^{14}C -Alter von 8855 ± 70 a BP, 8035–7694 v. Chr. cal. (AUF DER MAUR et al. 2005, 55ff., LEUZINGER et al. 2007, AUF DER MAUR 2008). Mesolithische Wildbeuter trafen auf geeignete Jagdreviere mit Höhlen und Balmen (LEUZINGER et al. 2007).

Bronzezeit

Zur Bronzezeit war das Urnerland besiedelt, was Gräber in Altdorf, Erstfeld und Bürglen belegen. Im Wängiswald südöstlich des Urner Bodens wurde auf 1400 m eine bronzene Dolchklinge aus der Zeit um 1500 v. Chr. geborgen (MUHEIM 1986), auf Unter Friteren (bei Koord. 2715.975/1196.775) auf 1360 m ein löffelförmiges Randleistenbeil (SCHINDLER 1993).

Datierungen an Hölzern stammen aus folgenden Höhlen: Silberenbalm 1 (bei Koord. 2713.356/1205.523/1904), ^{14}C -Alter von 3405 ± 45 a bzw. 1779–1601 v. Chr. cal. aus der älteren Bronzezeit. Bei Schattgaden, Alt Stafel 2 (Koord. 2713.382/1205.185/1827), brachte Holzkohle ein ^{14}C -Alter von 3275 ± 50 a bzw. 1680–1440 v. Chr. cal., eine Feuerstelle aus der mittleren Bronzezeit. Holzkohle in der Durchgangshöhle auf Vorder Silberen (Koord. 2712.490/1206.000/1950) ergab ein ^{14}C -Alter von 3205 ± 55 a bzw. 1620–1380 v. Chr. cal. (mittlere Bronzezeit).

Mittelalter und Neuzeit

In der Höhle Bärengraben beim Schattgaden Alt Stafell (bei Koord. 2713.319/1205.135/1828) fand sich der Oberschenkelknochen eines Hundes mit deutlichen parallelen Schnittspuren, die auf Schlachtung hindeuten könnten. Aus dem Alter von 1955 ± 50 a BP cal. kann auf die Zeit der Nutzung der Höhle als Wüstung geschlossen werden (LEUZINGER et al. 2007).

Holzkohle von *Alnus viridis* (Grünerle) und *Arctostaphylos uva-ursi* (Bärentraube) ergaben auf Urschlenboden bei Unter Friteren-Hinterstafel ein ^{14}C -Alter von 865 ± 85 a, eine mittelalterliche Alpsiedlung (PRIMAS et al. 1992). Eine eben-

falls mittelalterliche Alpsiedlung (M in der Karte) befand sich auf Mittlist Twärenen (bei Koord. 2710.700/1204.250/2110).

In der Hüenderbalm-Höhle (Blatt Muotathal, Koord. 2706.335/1204.328/1468), in Glärnisch-View (Koord. 2712.550/1205.760/1960) und zwischen Hinter Silberen und Schwarz Nossen (Koord. 2713.850/1205.000/1810) belegen Funde die Neuzeit (N in der Karte).

Drei der ältesten Namen von Schwyzer Alpen an der Grenze der Siedlungsgebiete der Kelten und Rätiern – Prigel, Chlü/Chlön und Gampel (Bl. Klöntal) – gehen auf romanische Zeit zurück. Im späten 6. Jahrhundert wanderten Alemanen ins Glarner Hinterland ein. Im Muotatal erfolgte die Landnahme um 800–1000 (WEIBEL 1973). 741 erhielt das Frauenkloster Säckingen Hoheitsrechte über weite Teile des Landes Glarus. Vordeutsche Namen am Klausen – Fritter und Malor – belegen (MÜLLER 1958), dass schon prä- und frühhistorisch ein Übergang vom Linthtal, unter Umgehung der Fätschbach-Schlucht, sowie von Schwanden über Oren – Braunwald – Friteren zum Hospiz in der Spittelrüti bei Urnerboden bestand (SIEGWART 1983).

Bei Bergeten oberhalb von Braunwald untersuchte GEISER (1973) auf Initiative von H. Stüssi eine alpine Siedlung aus dem 12.–15. Jahrhundert Von Charetalp-Spilblätz ist eine alpine Siedlung um 1000 mit Resten von Gämse und Jungschaf bekannt (MEYER-HOFMANN 1984). Mittelalterliche Siedlungen werden von Mälchberg, Charetalphüttli, Erigsmatt, Glattalp – Vorder Boden, Grossenboden, Gütchen, vom Robutzli und Dräggloch, Wüstungen vom Riedbödeli/Wändli, Inner Streipfen, Heidenstäfeli und Euloch – Lauchboden erwähnt (GWERDER 1993). Mittelalterliche Alpsiedlungen fanden sich auch im Gebiet der Brächalp.

Die mit Ennet Märch, Urner Boden, passübergreifende Grenze zwischen Uri und Glarus wurde 1196 urkundlich geregelt, Munprecha, Schijenberg und Turriss, höchster Punkt zwischen Uri und Glarus werden erstmals genannt; doch Grenzstreitigkeiten bestanden weiter. Schwanden wird mit Henricus de Swando auf der Burg Bänzigen 1240 erwähnt. 1283 erlaubte die Äbtissin von Säckingen den Bau einer Kapelle in Linthal (STÜSSI 2003). 1322 wurde die Alp Silberen vom Kloster Muotathal den Glarnern verkauft (GWERDER 1985). Im Streit um Weiderechte auf Karsthochflächen im schwyzerisch-glarnerischen Grenzgebiet wird 1348 der Rossstogg, 1350 der Widrenstock (Chaiserstock) genannt (HUG & WEIBEL 1983); seit 1421 ist Brunalpele belegt.

LITERATURVERZEICHNIS

- AMSTUTZ, C. (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.
- AUF DER MAUR, F. (2008): Der älteste Muotathaler oder von Knochen, Höhlen und Wüstungen. – *Mitt. hist. Ver. Kt. Schwyz* 100, 88–91.
- AUF DER MAUR, F., IMHOF, W. & OBRECHT, J. (2005): Alpine Wüstenforschung, Archäologie und Speläologie auf den Alpen Saum bis Silberer, Muotatal, SZ. Neue alpwirtschaftliche Erkenntnisse und Spuren menschlicher Tätigkeit bis in die Steinzeit. – *Mitt. hist. Ver. Kt. Schwyz* 97, 11–63.
- BADERTSCHER, N.P. & BURKHARD, M. (2000): Brittle-ductile deformation in the Glarus Loch-site (LK) calc-mylonite. – *Terra Nova* 12, 281–288.
- BAFU [Bundesamt f. Umwelt] (2019a): Bundesinventar der Hoch- und Übergangsmoore von nationaler Bedeutung und Bundesinventar der Flachmoore von nationaler und regionaler Bedeutung. – <https://www.map.geo.admin.ch> (6. 8. 2019).
- (2019b): Hydrologische Daten der Schweiz. – <https://www.hydrodaten.admin.ch> (26. 9. 2019).
- BALTZER, A. (1873): Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues – Geologische Monographie über einen Gebirgsstock der ostschweizerischen Kalkalpen. – Schmidt, Zürich.
- BERLINGER, A. (2001): Strom und Wasserkraft im Glarner Hinterland – Sernftal. – *Njbote Glarner Hinterland* 35, 9–30.
- BIRCHER, W. (1935): Studien im obern Bajocien der Ostschweiz (Glarner- und St. Galleralpen). – *Diss. Univ. Zürich*.
- BISIG, W.K. (1957): Blattengratflysch und Sardona-flysch im Sernftal nördlich der Linie Richetli-pass–Elm–Ramintal–Grosse Scheibe. – *Diss. Univ. Zürich*.
- BLUMER, S. (1902): Zur Entstehung der glarnerischen Alpenseen. – *Ecolgae geol. Helv.* 7/3, 203–244.
- 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.
- (1947): Über die Natur der «Toralp-Decke» und der «Richisauer Zwischendecke» im Pralgelpass-Gebiet. – *Ecolgae geol. Helv.* 39/2, 165–168.
- (1952): Globigerinenmergel und Flysch, ein Beitrag zur Geologie der jüngsten helvetisch-ultrahelvetischen Ablagerungen der Schweizer Alpen. – *Verh. natf. Ges. Basel* 63, 17–40.
- BRÜCKNER, W., FREY, F. & TRÜMPY, R. (1967): Exkursion Nr. 35. Glarnerland–Klausenpass (Näfels–Linthal–Aldorf). – *Geol. Führer Schweiz* 7, 649–693 (Wepf, Basel).
- BRÜCKNER, W. & ZBINDEN, P. (1987): Blatt 1192 Schächental. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 83.
- BRUNNSCHWEILER, R. (1948): Beiträge zur Kenntnis der helvetischen Trias östlich des Klausenpasses. – *Diss. Univ. Zürich*.
- BURGER, H. (1986): Fazielle Entwicklung und paläogeographische Rekonstruktion des helvetischen Schelfs während der untersten Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Ecolgae geol. Helv.* 79/2, 561–615.

- BURGER, H. & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 74/2, 529–560.
- BUXTORF, A. (1908): Zur Tektonik der Zentralschweizerischen Kalkalpen. – *Z. dtsh. geol. Ges.* 60/1–2, 163–197.
- (1912): Neuaufnahme des Westendes der Axenkette und des Isentales. – *Eclogae geol. Helv.* 12/2, 164–166.
- COLLET, L. W. (1918): Le mode de formation et d'écoulement souterrain du Muttensee (Glaris). – *Eclogae geol. Helv.* 14/5, 665–666.
- DAVATZ, J. [Hrsg.] (1991): Glarus und die Schweiz. Streiflichter auf wechselseitige Beziehungen. – Baeschlin, Glarus.
- DEICHMANN, N., BAER, M., BRAUNMILLER, J., CORNOU, C., FÄH, D., GIARDINI, D., GISLER, M., HUBER, S., HUSEN, S., KÄSTLI, P., KRADOLFER, U., MAI, M., MARAINI, S., OPSAL, I., SCHLER, T., SCHORLEMMER, D., WIEMER, S., WÖSSNER, J. & WYSS, A. (2004): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2003. – *Eclogae geol. Helv.* 97/3, 447–458.
- DÉVERIN, L. (1945): Etude pétrographique des Minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes suisses. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 13/II.
- DOLLFUS, S. (1961): Über das Alter des Blegi-Ooliths in der Glärnisch-Gruppe. – *Mitt. natf. Ges. Glarus* 11, 91–108.
- (1965): Über den Helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 453–555.
- DR. VON MOOS AG (1999): Rutschung «Bätschen», Braunwald, geologische Begleitung, Sofortmassnahmen, Kartierung der Phänomene, erste Gefahrenbeurteilung (Unpubl. Ber.).
- (2014): 3D-Modell Grossrutschung Braunwald, Abflussmessungen am Plattenbach (Unpubl. Ber.).
- (2018): Sanierung Rutschung Braunwald, Sondierkampagne 2017, geologische Untersuchungen Entwässerungstollen (Unpubl. Ber.).
- EBS [Elektrizitätswerk Bezirk Schwyz] (2002): EBS – 50 Jahre Ihr Eigenwerk Schwyz.
- ENTWÄSSERUNGSKORPORATION BRAUNWALD (2019): Zusammenfassung Vorstudie (1.6.2016) Entwässerung und Rutschungssanierung Braunwald. – <http://www.geologiebraunwald.ch> (6.8.2019).
- ESCHER [VON DER LINTH], A. (1841): Geologische Carte des Cantons Glarus und seiner Umgebungen. – *Verh. schweiz. natf. Ges.* 26, 54–62.
- (1846): Gebirgskunde. In: HEER, O. & BLUMER-HEER, J.J. (Hrsg.): Historisch-geographisch-statistisches Gemälde der Schweiz, Bd. 7. Der Kanton Glarus, historisch-geographisch-statistisch geschildert von den ältesten Zeiten bis auf die Gegenwart (S. 51–90). – Huber, St. Gallen, Bern, Nachdruck 1977.
- ETH [Eidg. Tech. Hochschule Zürich] (2011): Holzdatierung Nr. ETH-43527. – Laboratory for Ion Beam Physics, Radiocarbon Dating. – Unpubl. Ber.
- FELDMANN, M. (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.
- FÖLLMI, K.B. (1986): Die Garschella- und Seewer Kalk-Formation (Aptian–Santonian) im Vorarlberger Helvetikum und Ultrahelvetikum. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 262.
- FÖLLMI, K.B., BODIN, S., GODET, A., LINDER, P. & VAN DE SCHOOTBRUGGE, B. (2007): Unlocking paleo-environmental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy is the key! – *Swiss J. Geosci.* 100/3, 349–369.

- FÖLLMI, K. B. & OUWEHAND, P. J. (1987): Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian-Coniacian): Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlbergs. – *Eclogae geol. Helv.* 80/1, 141–191.
- FRANK, S. & ZIMMERMANN, M. (2000): Rutschung «Bätschen», Murgänge in der Wüechtenrus (Braunwald und Rüti, GL) – Eine Grossrutschung und ihre Folgeprozesse. – *Bull. angew. Geol.* 1/5, 131–138.
- FREI, R. (1963): Die Flyschbildungen in der Unterlage der Iberger Klippen und Mythen. – Diss. ETH Zürich.
- FREY, F. (1958): Geologische Untersuchungen am Chamerstock (Kt. Glarus). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
– (1965): Geologie der östlichen Claridenkette. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 110/1, 1–287.
- FREY, FR. [Pfr.] (1962): Erinnerungen an den Kilchenstock. – *Amtsbl. Kt. Glarus* 46/116.
- FREY, M. (1988): Discontinuous inverse metamorphic zonation, Glarus Alps, Switzerland: Evidence from illite «crystallinity» data. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68, 171–183.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., ROGWILER, P. & SCHINDLER, C. (1973): Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. – *Contrib. Min. Petrol.* 39, 185–218.
- FRÜH, J. & SCHRÖTER, C. (1904): Die Moore der Schweiz. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 3.
- FUNK, H. (1969): Typusprofile der helvetischen Kieselkalk-Formation und der Altmann-Schichten. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 191–203.
– (1971): Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmann-Schichten in der Säntis-Churfürsten-Gruppe (Nordschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 64/2, 345–433.
- 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., PFIFFNER, O. A., KEMPF, O. & BISSIG, P. (in Vorb.): Blatt 1134 Walensee. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 106.
- FUNK, H., PFIFFNER, O. A., MENKVELD-GFELLER, U. & KEMPF, O. (2013): Blatt 1170 Alpnach. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 137.
- GANSSER, A., TRÜMPY, R. & HERB, R. (1962): Guide book for the international Field Institute, II. Eastern and Northern Alps. – *Amer. geol. Inst.*
- GANZ, E. (1912): Stratigraphie der mittleren Kreide (Gargasien, Albien) der oberen helvetischen Decke in den nördlichen Schweizeralpen. – *N. Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 47/1.
- GEISER, W. (Hrsg.) (1973): Bergeten ob Braunwald – Ein archäologischer Beitrag zur Geschichte des alpinen Hirtentums (mit Beiträgen von M.-L. BOSCARDIN, M. GSCHWEND, J. HÖSLI, S. MEIER und W. MEYER-HOFMANN). – Selbstverlag W. Geiser, Basel.
- GERBER, E. (1951): Zum Problem alpiner Talterrassen. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 96/2, 131–135.
– (1960): Zur Rekonstruktion alter Talböden. – *Eclogae geol. Helv.* 52/2, 511–518.
- GISLER, B. (2003): Chronik Urnerboden. – *Njbote Glarner Hinterland* (2004) 38, 153–155.
- GLAMOS [Schweiz. Gletschermessnetz] (2019): Schweizer Gletscher. – <https://www.glamos.ch> (6. 8. 2019).
- GOGARTEN, E. (1910): Über alpine Randseen und Erosionsterrassen, im besonderen des Linthtales. – Diss. Univ. Zürich.

- GROSHONG, R.H., PFIFFNER, O.A. & PRINGLE, L.R. (1984): Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. – *J. struct. Geol.* 6, 5–18.
- GRÜNENFELDER, E. (1994): Die Verbauung unterhalb des Fallhorns. In: Durnagelbach-Korporation (Hrsg.): 50 Jahre Durnagelbach-Verbauung und das Durnachtal. Die Hochwasser-Katastrophe vom 24./25. August 1944 (S. 52–59). – Spälti, Glarus.
- GWERDER, A. (1985): Damals als der Pfarrer aus dem Thal verjagt wurde ... – Heimatkunde Muotathal–Illgau (Urkunden 1243–1500). – Triner, Schwyz.
- (1993): Liegenschaftsgeschichte Muotathal–Illgau, Bd. 4: Stalden–Kreuz–Bisisthal. – Triner, Schwyz.
- HANTKE, R. (1949): Geologische Untersuchungen im Silbergebiet. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1961): Tektonik der Helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St.Galler Rheintal. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 106/1, 1–212.
- (1978): Eiszeitalter, Band 1. – Ott, Thun.
- (1980): Eiszeitalter, Band 2. – Ott, Thun.
- (1987): Anwendungen der topographischen Karte Urwald-Reservat Bödmeren 1:2000 für wissenschaftliche Untersuchungen. In: THEE, P., HANTKE, R., KÄLIN, W., LEIBUNDGUT, H. & SCHWARZENBACH, F.H.: Das Kartenprojekt Urwald-Reservat Bödmeren 1:2000 (S. 24–29). – Ber. eidg. Forstsch. Wald Schnee Landsch. (Birmensdorf) 299.
- (2003): Eiszeitliche Mittelmoränen in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 52, 13–24.
- (2011): Eiszeitalter – Kalt-/Warmzeit-Zyklen und Eistransport im alpinen und voralpinen Raum. – Ott, Bern.
- HANTKE, R. & BRÜCKNER, W. (2011): Blatt 1192 Schächental (mit Beiträgen von R. OBERHÄNSLI, F. SCHENKER, P. HALDIMANN und G. SCHREURS). – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, 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., WAGNER, G., SCHATZ, W. & SEITTER, H. (2000): Mögliche Präquartär-Relikte im Rigi- und Brienzler Rothorn-Gebiet. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 145/2–3, 65–85.
- HAUSWIRTH, W. (1913): Geologie der Gebirge südlich von Muotathal. Kaiserstock und Wasserberg. – *Eclogae geol. Helv.* 12/4, 601–662.
- 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, Nachdruck 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.
- (1882a): Umbiegungen an der Silbern. – *Verh. schweiz. natf. Ges.* 65, 34.
- (1882b): Fossile Fische von Diesbach. – *Verh. schweiz. natf. Ges.* 65, 34.
- (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 25.
- (1895): A. Rothpletz in den Glarneralpen. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 40/1–2, 33–70.
- (1906): Die vermeintliche «Gewölbeumbiegung des Nordflügels der Glarner Doppelfalte» südlich vom Klausenpass, eine Selbstkorrektur. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich*, 51, 403–431.
- (1932): Bergsturz und Menschenleben. – *Beibl. Vjschr. natf. Ges. Zürich* 20/77, *Geol. Nachlese* Nr. 30, 1–218.
- HEIM, ARN. (1908): Die Nummuliten- und Flynchbildungen der Schweizeralpen. – *Abh. schweiz. geol. Ges.* 35.

- HEIM, ARN. (1910a): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe, Atlas – Erster Teil: Tafeln I bis XVI. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 20/I.
- (1910b): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe – Erster Teil: Einleitung und Stratigraphie vom Tertiär bis zur mittleren Kreide. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 20/I.
- (1911): Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 31/III.
- (1913): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe – Zweiter Teil: Stratigraphie der mittleren Kreide. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 20/II.
- (1916): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe – Dritter Teil: Stratigraphie der Unteren Kreide und des Jura. Zur Lithogenesis. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 20/III.
- (1917): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe – Vierter Teil (Schluss): Tektonik und Oberflächengestaltung. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 20/IV.
- HELBLING, E. (1952): Morphologie des Sernftales. – Geogr. Helv. 7/2, 89–141.
- HELBLING, R. (1938a): Die Anwendung der Photogrammetrie bei geologischen Kartierungen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 76/I.
- (1938b): Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 76/II.
- HERB, R. (1962): Geologie von Amden mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 114.
- (1988): Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. – Eclogae geol. Helv. 81/3, 611–657.
- HERB, R. & FRANKS-DOLLFUS (2003): Blatt 1134 Walensee. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 106.
- 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.
- HOFFMANN-GROBÉTY, A. (1939): Analyse pollinique d'une tourbière élevée à Braunwald, Canton de Glaris. – Ber. geobot. Inst. Rübel Zürich (1938), 67–71.
- HSÜ, K. (1969): A preliminary analysis of the statics and kinetics of the Glarus Overthrust. – Eclogae geol. Helv. 62/1, 143–154.
- HUBER, R. (1964): Etude géologique du massif du Gufelstock avec stratigraphie du Verrucano. – Diss. ETH Zürich.
- HUG, A. & WEIBEL, V. (1983): Bergnamengebung im Schächental. In: ITEN, K. (Hrsg.). Das Schächental (S. 161–189). – Gamma, Altdorf.
- 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. – Contrib. Min. Petrol. 92, 157–180.
- IBELE, T., BISSIG, P., BERNASCONI, R. & NAEF, H. (2016): Blatt 1135 Buchs. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 149.
- JÄCKLI, H. (1955): Baugrunduntersuchungen Ausgleichsbecken Saliboden im Bisistal. – Geol. Büro Dr. H. Jäckli AG, Zürich (unpubl. Ber., SGD-Nr. 4406).
- JÄCKLI, H., BÖGLI, A., LOCHER, T., NABHOLZ, W., SCHINDLER, C., WEBER, E. & WYSSLING, L. (1985): Blatt 38 Panixerpass. – Hydrogeol. Karte Schweiz 1:100 000, Erläut. 3.
- JEANNET, A. (1920): Jurassique du Glärnisch. – Eclogae geol. Helv. 16/1, 126–127.
- JEANNET, A., LEUPOLD, W. & BUCK, D. (1935): Stratigraphische Profile des Nummulitikums von Einsiedeln-Iberg. – Ber. schwyz. natf. Ges. 1, 35–51.

- JEANNIN, P.-Y., WILDBERGER, A. & ROSSI, P. (1995): Multitracing-Versuche 1992 und 1993 im Karstgebiet der Silberer (Muotatal und Klöntal, Zentralschweiz). – *Beitr. Hydrogeol.* 46, 43–88.
- JENNY, F. (1918): Diluviale Schotter mit Moränenbedeckung am Eingang ins Sernftal. – *Eclogae geol. Helv.* 14/5 (1916), 706–715.
- KAUFMANN, E. (1994): Die Kraftwerke Linth-Limmern. In: Durnagelbach-Korporation (Hrsg.): 50 Jahre Durnagelbach-Verbauung und das Durnachtal. Die Hochwasser-Katastrophe vom 24./25. August 1944 (S. 60–63). – Spälti, Glarus.
- KELLER, B. & WICK, P. (1985): Gletschergarten Luzern. – Gletschergarten, Luzern.
- KELLER, H. (2007): Eschers Erbe in der Linthebene. Abgeleitete Gewässer – ungebändigte Hoffnungen. – Verlag hier und jetzt, Baden.
- KEMPF, O. & PROSS, J. (2005): The lower marine to lower freshwater Molasse transition in the northern Alpine foreland basin (Oligocene; central Switzerland, south Germany): age and geodynamic implications. – *Int. J. Earth Sci.* 94, 160–171.
- KNÜSLI-GLARNER, E. (1997): Vom Diesbacher Traum eines eigenen Schieferbergwerkes. – *Nj-bote Glarner Hinterland* 31, 57–65.
- KUGLER, C. (1987): Die Wildeggen-Formation im Ostjura und die Schilt-Formation im östlichen Helvetikum, ein Vergleich. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 259.
- KUHN, J.A. (1972): Stratigraphisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Äusseren Einsiedler Schuppenzone und im Wägitaler Flysch E und W des Sihlsees (Kt. Schwyz). – *Eclogae geol. Helv.* 65/3, 485–553.
- LETSCH, D. (2013): The volcano-sedimentary evolution of a late Variscan intermontane basin in the Swiss Alps (Glarus Verrucano) as revealed by zircon U-Pb age dating. – *Masterarb. ETH Zürich (unpubl.)*.
- 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. (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.
- (1943): Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 35/2, 247–291.
- LEUZINGER, U., AUF DER MAUR, F., CORNELISSEN, M., HEITZ, C., HUBER, R., IMHOF, W., JÄGER, R., KISSLING, J., MOSER, P., PÜMPIN, C., SCHLUMBAUM, A., SPICHTIG, N. & WARBURTON, M. (2007): Höhlen, Balmen, Flöschle – Archäologische Prospektion im Muotatal, Kanton Schwyz. – *Jb. Archäol. Schweiz* 90, 117–126.
- LIHOU, J.C. (1996): Structure and deformational history of the Infracretaceous 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.
- LOISELEUR, B. (1982): Grotte-gouffre de l'Obstination (Charetalp, SZ) – Eigensinnhöhle (Nr. 419). – *Stalactite* 32/2, 115–116.
- LU, G., WINKLER, W., RAHN, M., QUADT, A. VON & WILLET, S.D. (2018): Evaluating igneous sources of the Tavayannaz formation in the Central Alps by detrital zircon U-Pb age dating and geochemistry. – *Swiss J. Geosci.* 111/3, 399–416.

- MARTHALER, [K.] & BOLLER, [H.] (1934): Foundationen und Umbauten bei der Braunwaldbahn, Linthal. – Schweiz. Baumeister-Ztg. 21. 7. 1934, S. 255–260.
- MENKVELD-GFELLER, U. (1997): Die Bürgen-Fm. und die Klinsenhorn-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.
- MEYER-HOFMANN, W. (1984): Die Wüstung «Spilblätz» auf der Charretalp SZ. – *Njbote Glarner Hinterland* 18, 81–107.
- MILNES, A. G. & PFIFFNER, O. A. (1977): Structural development of the Infrahelvetic complex, eastern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 83–95.
- MOESCH, C. (1894): Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen dem Reuss- und Kienthal. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 24/3.
- 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.
- MONBARON, M. & WILDBERGER, A. (2009): The karrenfields of the Muota Valley: type localities of the main karren types after the nomenclature by Alfred Bögli. In: GINÉS, A., KNEZ, M., SLABE, T. & DREYBRODT, W. (Ed.): Karst rock features. Karren sculpturing (p. 291–298). – *Carsologica* 9; Karst Res. Inst., Ljubljana.
- MÜLLER, I. (1958): Uri im Frühmittelalter. – *Hist. Njbl. Uri* [N.F.] 12/13, 7–39.
- MUHEIM, H. (1986): Urnerboden – Werden und Leben eines Urner Hochtals – NZN Buchverl., Zürich.
- NIO, S. D. (1972): Geologische Untersuchungen im Verrucano des östlichen Glarner Freiberges. – *Diss. Univ. Zürich*.
- OBERHOLZER, J. (1900): Monographie einiger prähistorischer Bergstürze in den Glarneralpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 9.
- (1908a): Das Deckensystem der Silbern. – *Verh. schweiz. natf. Ges.* 91/1, 217–219.
- (1908b): Die Überfaltungsdecken auf der Westseite des Linthtales. – *Eclogae geol. Helv.* 10/4, 531–555.
- (1933): Geologie der Glarneralpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 28.
- (1942): Geologische Karte des Kantons Glarus, 1:50000. – *Geol. Spezkarte* 117.
- OBERHOLZER, J. & HEIM, ALB. (1910): Geologische Karte der Glarneralpen, 1:50000, unter Benutzung früher veröffentlichter Karten und Neuaufnahmen von A. OCHSNER, H. J. FICHTER, W. BRÜCKNER, A. JEANNET & T. HÜGL. – *Geol. Spezkarte* 50.
- OCHSNER, A. (1969): Blatt 1133 Linthebene. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Karte 53.
- (1975): Blatt 1133 Linthebene. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Erläut. 53.
- OUWEHAND, P. J. (1987): Die Garschella-Formation («Helvetischer Gault», Aptian–Cenomanian) der Churfürsten-Alvier-Region (Ostschweiz), Sedimentologie, Phosphoritgenese, Stratigraphie. – *Diss. ETH Zürich*.
- PFIFFNER, O. A. (1978): Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 61–84.
- (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, 235–244.
- (1993): The structure of the Helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy. – *J. struct. Geol.* 15, 511–521.

- PIFFNER, O. A. (2009): Geologie der Alpen. – Haupt, Bern.
- (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 *I28*.
 - (2015): Geologie der Alpen, 3. Aufl. – Haupt, Bern.
- PIFFNER, O. A., BURKHARD, M., HÄNNI, R., KAMMER, A., KLIGFIELD, R., MANCKTELOW, N. S., MENKVELD, J. W., RAMSAY, J. G., SCHMID, S. M. & ZURBRIGGEN, R. (2010): Structural map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1: 100 000. – Geol. spec. Map *I28*.
- PRIMAS, M., DELLA CASA, P. & SCHMID-SIKIMIĆ, B. (1992): Archäologie zwischen Vierwaldstättersee und Gotthard. – Siedlungen und Funde der ur- und frühgeschichtlichen Epochen *I2*. – Habelt, Bonn.
- QUERVAIN, F. DE (1928): Zur Petrographie und Geologie der Taveyannaz-Gesteine. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *8/1*, 1–86.
- RADOMSKI, A. (1961): On some sedimentological problems of the Swiss Flysch Series. – Eclogae geol. Helv. *54/2*, 451–459.
- RAGETH, T. (1994): Der Hintersulzlgletscher. In: Durnagelbach-Korporation (Hrsg.): 50 Jahre Durnagelbach-Verbauung und das Durnachtal. Die Hochwasser-Katastrophe vom 24./25. August 1944 (S. 99–100). – Spälti, Glarus.
- (2000): Rutschungen Bäschen – Braunwald und Murgänge Wüechtenrunse – Rüti 1999. – Njbote. Glarner Hinterland *34*, 84–87.
- 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.
- ROTH, P. H. (1965): Geologische Untersuchungen in der westlichen Wiggisgruppe (Kt. Glarus). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1969): Geologische Beobachtungen in der westlichen Wiggisgruppe (Kt. Glarus). – Eclogae geol. Helv. *62/1*, 185–190.
- ROTHPLETZ, A. (1894): Geotektonische Probleme. – Schweizerbart, Stuttgart.
- (1897): Über den Bau des Glärnisch. – Z. dtsh. geol. Ges. *49*, 1–17.
 - (1898): Das geotektonische Problem der Glarner Alpen. – Fischer, Jena.
- RYF, W. (1965): Geologische Untersuchungen im Murgtal. – Diss. Univ. Zürich.
- SCHARDT, H. (1928): Geologische Gutachten über die Felsbewegung am Kilchenstock, 17.12.1928. – ETH Hauptbibl., wissenschaftshist. Samml., Nachlass Schardt: P. 919859-230, HS 289, Dossier LVIII/1 Nr. 523.
- SCHUCHZER, J. J. (1716): Natur-Historie des Schweitzerlandes. 4. Teil: Helvetiae Stoicheiographica et Orographia. – Bodmer, Zürich (Faksimile-Neudruck Orell Füssli, Zürich, 1978).
- SCHIELLY, H.-P. (1964): Geologische Untersuchungen im Deckengebiet des westlichen Freiberges (Kt. Glarus). – 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.
- SCHINDLER, C. (1953): Geologische Untersuchungen am Vorderglärnisch. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1959): Zur Geologie des Glärnisch. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *107*.
 - (1969): Neue Aufnahmen in der Axen-Decke beidseits des Urner Sees. – Eclogae geol. Helv. *62/1*, 155–171.
 - (1982): Problemreiche Hinterlassenschaft: Geologie und Wasserverhältnisse in Braunwald. – Njbote Glarner Hinterland *16*, 131–140.
 - (2004): Zum Quartär des Linthgebiets zwischen Luchsingen, dem Walensee und dem Zürcher Obersee. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *169*.

- SCHINDLER, C. & RAGETH, R. (1990): Braunwald (Swiss Alps): Investigation, analysis and partial stabilization of a big landslide. – Proc. 6th int. Congr., int. Assoc. Engineer. Geol. Vol. 4, 1705–1712 (Balkema, Rotterdam).
- SCHINDLER, H.P. (2001): Die Nutzung der Wasserkraft in der Gemeinde Leuggelbach. – Njbote Glarner Hinterland 35, 31–44.
- SCHINDLER, M. (1993): Archäologische Funde im Kanton Glarus. – Minaria Helvetica 13a, 14–33.
- SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500 000. – GeoKarten 500, Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Wabern.
- SCHMID, S.M. (1975): The Glarus overthrust: Field evidence and mechanical model. – Eclogae geol. Helv. 68/1, 247–280.
- (1982): Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. In: HSÜ K.J. (Ed.): Mountain building processes (p.95–110). – Academic Press, London.
- SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G. & KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. – Tectonics 15, 1036–1064.
- SIEGENTHALER, C. (1974): Die nordhelvetische Flysch-Gruppe im Sernftal (Kt. Glarus). – Diss. Univ. Zürich.
- SIEGWART, J. (1983): Wo lag das älteste Hospiz am Weg zum Klausenpass. In: ITEN, K. (Hrsg.): Das Schächental – Das grosse Buch vom Klausen und von der Verbindung zwischen Uri und Glarus (S.21). – Gamma, Altdorf.
- SINCLAIR, H.D. (1992): Turbidite sedimentation during Alpine thrusting: the Tavayannaz sandstones of eastern Switzerland. – Sedimentol. 39/5, 837–856.
- STAUB, R. (1954): Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie. – Tschudi, Glarus.
- (1961): Neuere Betrachtungen zum glarnerischen Deckenbau. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 106/3, 289–386.
- STAUB, R. & LEUPOLD, W. (1945): Geologisches Gutachten über die Ausnützung der Stufe Urnerboden-Linthal oder Urnerboden-Tierfeld des Fätschbaches. – Ber. z. Hd. NOK (unpubl.).
- STREIFF, S. (1994): «Dr Durnagel chunnt!» – Schreckensnacht in Rüti. – In: Durnagelbach-Korporation (Hrsg.): 50 Jahre Durnagelbach-Verbauung und das Durnachtal. Die Hochwasser-Katastrophe vom 24./25. August 1944 (S.4–20). – Spälti, Glarus.
- STREIFF-BECKER, R. (1949): Der Bächi-Firn – Ein Kuriosum in den Alpen. – Alpen 25/7, 264–266.
- STÜSSI, H. (1982): Chronik von Linthal. – Njbote Glarner Hinterland 16, 247.
- (1992): Bären im Glarnerland. Greifbare Bärenspuren. – Njbote Glarner Hinterland 26.
- (2001): Wasserkraft – Der glarnerische Brodkorb. Festschr. Elektrizitätswerk Linthal 100-jähr. Bestehen. – Njbote Glarner Hinterland 35, 45–48.
- (2003): Das Linthaler Jahrzeitenbuch – Eine Quelle zur Glarner Landesgeschichte. – Njbote Glarner Hinterland 37, 41–59.
- STYGER, G.A. (1961): Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Flyschbildungen in der Hausstock- und westlichen Kärpfgruppe. – Diss. Univ. Zürich.
- TRÖHLER, B. (1966): Geologie der Glockhaus-Gruppe mit besonderer Berücksichtigung des Eisenoolithes der Erzegg-Planplatte. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 13/10.
- TRÜMPY, J. (1837): Das Stachelbergbad bei Linthal im Kanton Glarus und seine Umgebungen. – Schmid, Glarus.

- TRÜMPY, R. (1941): Vorläufiger Bericht über die Kupfererze am Bützistock (Kärpfgruppe). – Unpubl. Ber. Büro f. Bergbau (Nr. 2030.2), GDS 7084.
- (1947): Ein Kristallinvorkommen an der Basis der Mürtschen-Decke oberhalb Luchsingen (Kt. Glarus). – *Eclogae geol. Helv.* 40/2, 237–242.
 - (1949): Der Lias der Glarner Alpen. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 79/1, 1–193.
 - (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. – *Bull. geol. Soc. America* 71/6, 843–908.
 - (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz – Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 105–142.
- TSCHUDI, J.H. (1714): Glarner Chronik – Zürich.
- VUAGNAT, M. (1944): Essai de subdivision à l'intérieur du groupe des grès de Taveyannaz – grès d'Aldorf. – *Eclogae geol. Helv.* 37/2, 427–430.
- (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. – *Matér. Carte géol. Suisse [N.F.]* 97.
- WEBER, E. (1967): Hydrologie der Uelialp- und Brunnengüetli-Quellen. – Unpubl. Ber. Kraftwerke Linth-Limmern.
- WEBER, E. & KOBEL, M. (1970): Hydrologischer Schlussbericht über die Uelialpquellen und die Quellgruppe Brunnengüetli, Gnüss, Felix & Regula. – *Ber. Kraftwerke Linth-Limmern* (unpubl.).
- WEGMANN, R. (1961): Zur Geologie der Flyschgebiete südlich Elm (Kanton Glarus). – *Diss. Univ. Zürich*.
- WEIBEL, V. (1973): Namenkunde des Landes Schwyz. Die Orts- und Flurnamen in ihrer historischen Schichtung und dialektologischen Relevanz. – *Diss. Phil. I. Zürich*. – Huber, Frauenfeld.
- WETTLER, V. (1994): Die Durnagelbach-Verbauung bis 1972. In: Durnagelbach-Korporation (Hrsg.): 50 Jahre Durnagelbach-Verbauung und das Durnachtal. Die Hochwasser-Katastrophen vom 24./25. August 1944 (S. 30–51). – Spälti, Glarus.
- WIDMER, H. (1949): Zur Geologie der Tödigruppe. – *Diss. Univ. Zürich*.
- WSL [Eidg. Forschungsanst. f. Schnee, Wald u. Landschaft] (2011): *Ber. Analyse Holzprobe Braunwald, Abt. Dendrobiologie* (unpubl.).
- WYSSLING, L. (1950): Zur Geologie der Vorabgruppe. – *Diss. ETH Zürich*.
- ZOPFI, E. (1996): Kilchenstock – Der Bergsturz in den Köpfen. – *Limmat, Zürich*.
- ZWEIFEL, N. (1958): Morphologie des Muttensee- und Limmerengebietes einschliesslich der rechten Talflanke bis Linthal. – *Mitt. natf. Ges. Kt. Glarus* 10, 5–80.

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.

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. 83 Schächental (LK 1192), von W. BRÜCKNER & P. ZBINDEN, 1987.

Nr. 127 Muotathal (LK 1172), von R. HANTKE, 2013.

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. 62 Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, 1:50 000, von W. STAUB, 1911.

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. 128 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000, von 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, von A. BERGER, I. MERCOLLI, M. HERWEGH und E. GNOS, 2016.

Weitere geologische Karten mit topographischer Grundlage

- BS BURGER, H. & STRASSER A. (1979): Geologische Karte des Pragelpassgebiets, 1:25 000. – Nagra intern. Ber. 36, Beil. 5 (unpubl.).
- 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 Durnachtal–Hausstock, 1:25 000. – In: Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und westlichen Kärpfgruppe. – Diss. Univ. Zürich.

Topographische Karten

- | | |
|-----------|--|
| 1152–1154 | } Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25 000 |
| 1172–1174 | |
| 1192–1194 | |

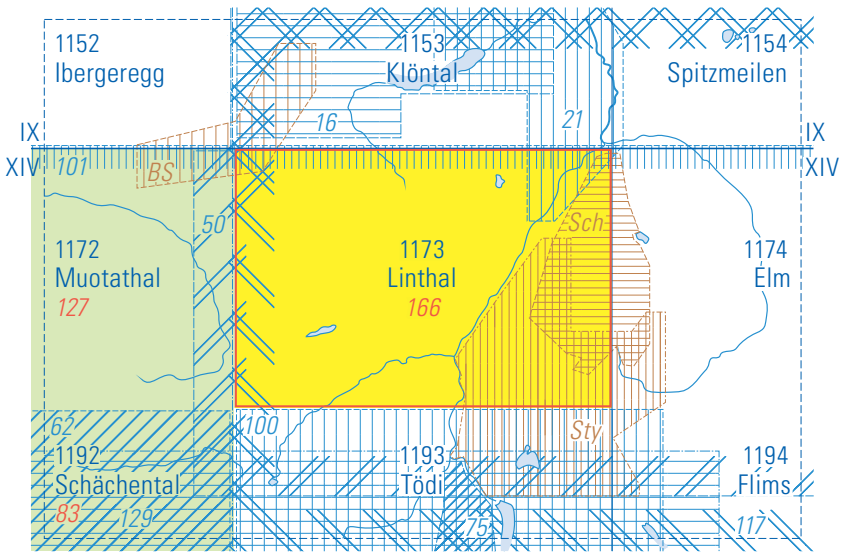


Fig.20: Publierte geologische Karten mit topographischer Grundlage.

BEILAGEN

Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Linthal

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Linthal

von

Reto Hänni, René Hantke und Andreas Baumeier

Massstab 1:25000

0 2 km

