

1208 Beatenberg

1209 Brienz

Erläuterungen

STEFAN STRASKY, FRITZ SCHLUNEGGER, RETO HÄNNI, PHILIPP HÄUSELMANN,
ALEX MOJON und BENNO SCHWIZER†

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2022

170 und 171

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

1:25 000

1208 Beatenberg 1209 Brienz

Erläuterungen

48 Textfiguren, 1 Tabelle und 2 Tafelbeilagen

verfasst von

STEFAN STRASKY, FRITZ SCHLUNEGGER, RETO HÄNNI,
PHILIPP HÄUSELMANN, ALEX MOJON und BENNO SCHWIZER †

2022



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

SCHWIZER, B., HÄUSELMANN, P., PILLOUD, A., FERRAZZINI, B. & JOST-STAUFFER, M. (2022): Blatt 1209 Brienz. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte 170.

HÄUSELMANN, P., BREITSCHMID, A., SCHLUNEGGER, F., NINCK, T., SCHERER, F., REBER, R., JEANNIN, P.-Y., MOJON, A., GÄUMANN, B., COLOMBI, C., JANSSEN, H., KAPPES-TAUBMANN, B.A. & BITTERLI, T. (2022): Blatt 1208 Beatenberg. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte 171.

Erläuterungen

STRASKY, S., SCHLUNEGGER, F., HÄNNI, R., HÄUSELMANN, P., MOJON, A. & SCHWIZER, B. (2022): Blätter 1209 Brienz und 1208 Beatenberg. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. 170–171.

Titelbilder

Umschlag

Stalaktiten und Stalagmiten aus mindestens drei Sintergenerationen im Parc des Princes, Zone profonde, Réseau Siebenhengste – Hohgant. Foto G. Taffet, 2019.

Karte

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI^{3D} mit der jeweiligen vereinfachten tektonischen Übersichtskarte von Atlasblatt Brienz beziehungsweise Beatenberg.

Erläuterungen

Feinsandiger Kalk des Fruttli-Members mit bis zu fünf Zentimeter grossen Discocyclinen und grünen Glaukonitmineralen. Eine Kalzitader trennt zwei unterschiedlich verwitterte Partien voneinander ab. Innerbärgli, Koord. 2633 290/1181430. Foto M. Achtman, 2021.

Herausgeber

© 2022, 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 978-3-302-40098-3

INHALTSVERZEICHNIS

| | |
|--|-----|
| Vorwort..... | 5 |
| Zusammenfassung..... | 8 |
| Résumé..... | 9 |
| Riassunto..... | 10 |
| Summary..... | 11 |
| Einführung..... | 13 |
| Geographische Übersicht..... | 13 |
| Geologische Übersicht..... | 14 |
| Stratigraphie..... | 15 |
| Subalpine Molasse..... | 15 |
| Subalpiner Schuppenkomplex..... | 19 |
| Blueme-Beichle-Schuppe..... | 19 |
| Ralligen-Schuppenzone und Hilfern-Schuppe..... | 33 |
| Unterhelvetikum..... | 37 |
| Aar-Massiv..... | 37 |
| Autochthone und parautochthone Sedimentgesteine..... | 37 |
| Subalpine Flysch-Zone..... | 38 |
| Oberhelvetikum..... | 40 |
| Axen-Decke..... | 40 |
| Jura..... | 40 |
| Kreide..... | 56 |
| Drusberg-Decke..... | 59 |
| Jura..... | 59 |
| Kreide..... | 60 |
| Paläogen..... | 83 |
| Habkern-Melange..... | 94 |
| Unterpenninikum..... | 100 |
| Schlieren-Decke..... | 100 |
| Mittelpenninikum..... | 102 |
| Zone Submédiane..... | 102 |
| Quartär..... | 102 |
| Frühes Pleistozän..... | 104 |
| Spätes Pleistozän..... | 105 |
| Holozän..... | 110 |
| Tektonik..... | 120 |
| Tektonische Gliederung..... | 120 |
| Tektonische Entwicklung..... | 123 |
| Störungszonen..... | 125 |
| Bemerkungen zu den geologischen Profilen..... | 132 |
| Hydrogeologie..... | 137 |
| Grundwasserleiter in Lockergesteinen..... | 137 |

| | |
|-------------------------------------|-----|
| Quellen..... | 138 |
| Karst und Höhlen | 140 |
| Rohstoffe | 147 |
| Mineralische Rohstoffe | 147 |
| Organische Rohstoffe..... | 151 |
| Technische Geologie..... | 153 |
| Tunnelbauten | 153 |
| Tiefbohrung Thun-1..... | 154 |
| Literaturverzeichnis..... | 155 |
| Publizierte geologische Karten..... | 166 |
| Beilagen | 172 |

VORWORT

Die Blätter Brienz und Beatenberg des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000 (Nr. 170 u. 171) zeigen ein harmonisiertes Abbild der geologischen Aufnahmen, die während der vergangenen rund 60 Jahre entstanden sind. In den gemeinsamen Erläuterungen werden die Befunde beschrieben und der aktuelle Kenntnisstand der geologischen Verhältnisse vermittelt.

Die geologischen Kartierungen zu den vorliegenden Atlasblättern erfolgten blattspezifisch über unterschiedliche Zeiträume (Brienz 1974–2009, Beatenberg 1958–2017). Die ersten Grundlagen des Atlasblattes Brienz bildeten die Kartierungen im Rahmen der Lizentiatsarbeiten von Dr. Bernard Ferrazzini†, Dr. Andrés Pilloud† und Dr. Monika Jost-Stauffler. B. Ferrazzini und A. Pilloud kartierten die Gebiete Bättenalp (FERRAZZINI 1974) und Axalp (PILLOUD 1982) südlich des Brienersees, M. Jost-Stauffler ein Gebiet nördlich davon in der Region des Wilerhorns (JOST-STAUFFLER 1993). Im Jahre 1991 erhielt Dr. Benno Schwizer† von der Landesgeologie (damals Landeshydrologie und -geologie) den Auftrag zur Aufnahme des Kartenblattes Brienz. In der Folge kartierte B. Schwizer von 1991–2004 das restliche Gebiet südlich und westlich des Brienersees und vom Brünigpass bis in die Region Chruterepass–Brienz. Westlich angrenzend kartierte Dr. Philipp Häuselmann, ebenfalls im Auftrag der Landesgeologie, von 2008–2009 das verbleibende Gebiet vom südlichen Brienergrat bis zum Schärpfeberg. Bei den Aufnahmen für das Atlasblatt Brienz wurden die geologischen Kartierungen von Prof. Dr. Hans Günzler-Seiffert† (1927–1934), Friedrich L. Michel† (1922), Heidi L. Dieffenbach (1988), Antonio M. Greco (1994), Dr. Ueli Gruner (1982), Dr. Pierre A. Soder† (1949), Prof. Dr. Conrad Schindler (1980) und Dr. Dieter Staeger† (1944) berücksichtigt.

Die geologischen Aufnahmen für das Atlasblatt Beatenberg stellen eine Überarbeitung der Geologischen Spezialkarte Nr. 56a von Dr. Paul Beck† aus dem Jahr 1911 dar und erfolgten hauptsächlich im Rahmen von Lizentiats- und Doktorarbeiten. In ihren Doktorarbeiten bearbeiteten Dr. Rudolf Reber† von 1958–1961 die Subalpine Flysch-Zone (REBER 1964) und Dr. Frank Scherer† von 1961–1963 neben Teilen der Subalpinen Flysch-Zone noch die benachbarte Subalpine Molasse (SCHERER 1966). Die Kartierungen für Lizentiats- und später Diplomarbeiten betreffen die folgenden Aufnahmen: Carlo Colombi, Waldegg (COLOMBI 1960); Dr. Alfred Breitschmid, Gemmenalphorn (BREITSCHMID 1976); Dr. Alex Mojon, Beatenberg (MOJON 1979); Heidi Janssen, Südwestabschnitt des Sigriswilgrats (JANSSEN 1988); Birgitta A. Kappes-Taubmann, nördlicher Sigriswilgrat (KAPPES-TAUBMANN 1988); Prof. Dr. Fritz Schlunegger, Prässerebach (SCHLUNEGGER 1991) und Bruno Gäumann, oberer Lombach (GÄUMANN 2007). Weiter erfolgten Kartierungen mit besonderer Berücksichtigung des Karsts von Dr. Pierre-Yves Jeannin im südlichen Seefeld (1987–1996) und von Dr. Thomas Bitterli† am Innerbärgli (1992–1993). Im Anschluss an die Diplomarbeit von A. Breitschmid beauftragte ihn die Schweizerische Geologische Kommission mit der Kartierung des restli-

chen Gebiets von Blatt Beatenberg. Zwischen 1979 und 2017 kartierte A. Breitschmid die verbleibenden Gebiete westlich der Koordinatenlinie 2629000 mit Fokus auf die Festgesteine. Mit Unterstützung von F. Schlunegger wurde schliesslich eine kompilierte Festgesteinskarte für die Westhälfte des Atlasblattes Beatenberg erstellt. Diese wurde mit der Aufnahme der quartären Lockergesteine von 2016–2017 von Thomas Ninck im Auftrag der Landesgeologie ergänzt. Mit den verbleibenden Aufnahmen östlich der Koordinatenlinie 2629000 wurde P. Häuselmann 2010 von der Landesgeologie beauftragt und die Kartierung 2016 abgeschlossen. Die geologischen Profilschnitte durch das Gebiet der Blätter Brienz und Beatenberg wurden von Dr. Reto Hänni konstruiert.

Die vorliegenden Erläuterungen gelten für beide Kartenblätter. Der Inhalt der gemeinsamen Erläuterungen wurde thematisch aufgeteilt und von verschiedenen Autoren verfasst. F. Schlunegger trug den Text zur Subalpinen Molasse im Kapitel Stratigraphie bei. B. Schwizer lieferte mit einer stichwortartigen Zusammenstellung seiner Befunde der lithostratigraphischen Einheiten in den helvetischen Decken eine wichtige Grundlage für die Beschreibung der entsprechenden Einheiten. R. Hänni beschrieb für das Kapitel Stratigraphie die Schichtreihe der Axen-Decke und verfasste das Kapitel Tektonik. P. Häuselmann leistete mit dem Text zur Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung und weiteren synsedimentären Brüchen einen Beitrag zum Tektonikteil, steuerte Feldbefunde für das Kapitel Stratigraphie bei und zeichnet für die Kapitel Hydrogeologie und technische Geologie verantwortlich. A. Mojon lieferte einen Beitrag zur Knollenbildung im Helvetischen Kieselkalk, verfasste das Kapitel Rohstoffe und übersetzte die Zusammenfassung ins Französische, Italienische und Englische. Dr. Stefan Strasky verfasste die Einführung und die restlichen Texte für das Kapitel Stratigraphie. Letztere umfassen den Quartärteil sowie die Beschreibung der lithostratigraphischen Einheiten vom Unterhelvetikum bis zum Mittelpenninikum, mit Ausnahme der Einheiten der oberhelvetischen Axen-Decke. Die Redaktion der Karten und der Erläuterungen erfolgte durch S. Strasky. Im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission begutachteten Dr. Thomas Burri, Pierre Gander, Dr. Ursula Menkveld-Gfeller und Prof. Dr. Neil Mancktelow die Atlasblätter sowie die zugehörigen Tafeln und Erläuterungen. Die Kommentare der Gutachter haben wesentlich zur Verbesserung der Inhalte beigetragen. Dr. Andreas Bayer, A. Breitschmid, Dr. Roger Heinz, Dr. Katrina Kremer, Prof. Dr. Christian Schlüchter und Dr. Meinrad Thalmann trugen zudem mit konstruktiven Diskussionen zur Klärung verschiedener Fragen bei. Dr. Michael Soom sei für ergänzende Informationen zu den Fluoritfunden an der Oltschiburg, der Ghelma AG Meiringen für den uneingeschränkten Zutritt zu ihren Anlagen sowie dem Radiokarbonlabor an der ETH Zürich für die Durchführung der Altersbestimmungen gedankt. Salomè Signer lieferte mit der Konstruktion der Ausbissgeometrie der lithostratigraphischen Einheiten der Blueme-Beichle-Schuppe und der Drusberg-Überschiebung mittels geologischer 3D-Modellierung eine wertvolle Grundlage für die Karten.

Dr. Reto Burkhalter lektorierte die vorliegenden Erläuterungen. Die kartographische Aufbereitung der Karten und Tafeln führte Doris Reber aus; unterstützt wurde sie dabei für das Kartenblatt Brienz von Dr. Rafael Caduff. Die Textfiguren wurden von Bruno Reber, Jérémiah Mauvilly und Reto Casty bearbeitet, den Schriftsatz gestalteten Evelyne Guanter und Renato Howald.

Weitere wertvolle Daten für die Ausarbeitung der Atlasblätter Brienz und Beatenberg lieferten Eliane Tschannen (Amt für Wasser und Abfall des Kantons Bern) und Ivo Dobler (Archäologischer Dienst des Kantons Bern).

Die Landesgeologie dankt allen Beteiligten für ihre geleistete Arbeit, für ihre Beiträge und für die Weitergabe von Informationen.

Februar 2022

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
Landesgeologie

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet der Kartenblätter Brienz und Beatenberg liegt im Übergangsbereich von den Alpen zur Subalpinen Molasse und umfasst die grosstektonischen Einheiten Mittel- und Unterpenninikum, Ober- und Unterhelvetikum sowie Subalpine Molasse. Das Oberhelvetikum wurde mitsamt den höheren tektonischen Einheiten von Südosten nach Nordwesten auf das Unterhelvetikum beziehungsweise die Subalpine Molasse überschoben. Dabei wurden die überlagernden Einheiten teilweise tief eingefaltet.

Die Subalpine Molasse macht etwa einen Viertel des Kartengebiets von Blatt Beatenberg aus. Sie besteht dort im Nordwesten aus der aus Unterer Süsswassermolasse (USM) aufgebauten Blueme-Beichle-Schuppe, einem tektonischen Melange der Ralligen-Schuppenzone und der Hilfern-Schuppe mit turbiditischen Ablagerungen der Unteren Meeressmolasse (UMM). Daran angrenzend findet sich ein schmaler Streifen mit stark deformierten tonigen Mergeln und Sandsteinen des Unterhelvetikums (Subalpine Flysch-Zone), das sonst einzig noch in der Rosenloui als autochthone und parautochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs vorliegt. Die überlagernde oberhelvetische Drusberg-Decke erstreckt sich über weite Teile der beiden Kartengebiete bis ans Nordufer von Thuner- und Brienzensee und bis in die Region des Wilerhorns. Sie bildet eine stark zerbrochene grosse Synklinalstruktur (Habkern-Mulde) mit darin eingefaltetem Habkern-Melange und Unterpenninikum. Nordwestlich der eingefalteten, höheren tektonischen Einheiten bildet die Drusberg-Decke den Alpenrand. Die Drusberg-Decke besteht vorwiegend aus Kalken sowie Mergeln der Kreide und – über einer mehrere Millionen Jahre umfassenden Schichtlücke – aus Quarzsandsteinen, Kalken und Mergeln des Eozäns. Die Brünigregion und das Gebiet südlich des Brienzensees werden von der oberhelvetischen Axen-Decke eingenommen. Diese bildet die ehemalige Unterlage der Drusberg-Decke und besteht hauptsächlich aus jurassischen Tonsteinen, Mergeln und Kalken. Das eingefaltete Habkern-Melange und das Unterpenninikum (Schlieren-Decke) prägen mit dem Flysch die Region Habkern und das obere Einzugsgebiet der Emme. Das Habkern-Melange besteht aus stark verfalteten Mergeln und Tonsteinen («Wildflysch») und bis zu hausgrossen exotischen Blöcken unterschiedlicher Herkunft. Die Schlieren-Decke wird von spät-kretazischen bis paläogenen Sand-, Silt- und Tonsteinen gebildet. Sie bildet die höchste tektonische Einheit nördlich von Thuner- und Brienzensee. Südlich des Thunersees ist mit der mittelpenninischen Zone Submédiane eine noch höhere Einheit vorhanden, die bei Faulensee im Kartengebiet von Blatt Beatenberg jedoch nur marginal in Erscheinung tritt und dort vorwiegend aus Gips aufgebaut wird.

Ein frühpleistozänes Moränenvorkommen im Wagemoos stellt eines der wenigen inneralpinen Relikte aus dem beginnenden Quartär dar. Weitverbreitet sind demgegenüber Moränen des letzteiszeitlichen Aaregletschers und verschiedener Lokalgletscher. Zudem führten die wasserhemmenden Gesteine der Flyschgebiete

te zur Ausbildung ausgedehnter Moorlandschaften und verbreitet zu Hanginstabilitäten. In den mächtigen Kalkabfolgen führte die Verkarstung im Laufe der Zeit zur Bildung komplexer Höhlensysteme. Das Réseau Siebenhengste-Hohgant bildet denn auch das zweitgrösste Karstsystem der Schweiz und gleichzeitig eines der weltweit bedeutendsten Höhlensysteme.

RÉSUMÉ

La région couverte par les feuilles Brienz et Beatenberg se situe dans la zone de transition entre les Alpes et la Molasse subalpine et comprend les grandes unités tectoniques du Pennique moyen et inférieur, de l'Helvétique supérieur et inférieur ainsi que de la Molasse subalpine. L'Helvétique supérieur et les unités tectoniques sus-jacentes ont été déplacés du sud-est vers le nord-ouest sur l'Helvétique inférieur respectivement la Molasse subalpine. Au cours de ce processus, de profonds replis se sont développés dans les unités supérieures.

La Molasse subalpine couvre environ un quart du territoire de la feuille Beatenberg. Là, elle se compose au nord-ouest de l'écaille de la Blueme-Beichle, constituée de Molasse d'eau douce inférieure (USM), d'un mélange tectonique de la zone d'écailles de Ralligen et de l'écaille de la Hilferen avec des dépôts turbiditiques de la Molasse marine inférieure (UMM). A côté, on trouve une étroite bande de marnes argileuses et de grès très déformés de l'Helvétique inférieur (zone du Flysch subalpin), que l'on trouve sinon uniquement à Rosenloui comme couverture sédimentaire autochtone et parautochtone du massif de l'Aar. Au-dessus, la nappe du Drusberg de l'Helvétique supérieur s'étend sur une grande partie du territoire des deux cartes jusqu'à la rive nord des lacs de Thoun et de Brienz et jusque dans la région du Wilerhorn. Elle y forme une grande structure synclinale fortement fracturée au sein de laquelle le Mélange de Habkern et le Pennique inférieur sont remplissés (synforme de Habkern). Plus au nord-ouest, la nappe du Drusberg forme la bordure nord des Alpes. La nappe du Drusberg se compose principalement de calcaires et de marnes du Crétacé et, au-dessus d'une lacune stratigraphique de plusieurs millions d'années, de grès quartzeux, de calcaires et de marnes de l'Éocène. La région du Brünig et la zone au sud du lac de Brienz sont occupées par la nappe de l'Axen de l'Helvétique supérieur. Celle-ci constitue l'ancien substratum de la nappe du Drusberg et se compose principalement d'argilites, de marnes et de calcaires du Jurassique. Le Mélange de Habkern plissé et le Pennique inférieur (nappe des Schlieren) caractérisent, avec le flysch, la région de Habkern et la partie supérieure du bassin versant de l'Emme. Le Mélange de Habkern se compose de marnes et d'argilites fortement plissées («Wildflysch») et de blocs exotiques de différentes origines pouvant atteindre la taille d'une maison. La nappe des Schlieren est formée de grès, de siltite et d'argilite du Crétacé Tardif au Paléogène. Elle constitue l'unité tectonique la plus élevée au nord des lacs de Thoun et de Brienz. Au sud du lac

de Thoune, il existe une unité encore plus élevée, la Zone Submédiane du Pennique moyen, qui n'apparaît toutefois que de manière marginale près de Faulensee sur le territoire de la feuille Beatenberg et qui contient principalement du gypse.

Des dépôts morainiques du Pléistocène précoce, découverts au Wagemoos, constituent l'un des rares vestiges intra-alpins du début du Quaternaire. Pour la Dernière Période glaciaire en revanche, les dépôts morainiques du glacier de l'Aar et de différents glaciers locaux sont très répandus. En outre, les roches imperméables des régions de flysch ont occasionné la formation de vastes paysages marécageux et d'instabilités de versants sur de grandes surfaces. Au fil du temps, la karstification des épaisses séquences calcaires a donné naissance à des systèmes de grottes complexes. Le Réseau Siebenhengste – Hohgant est le deuxième plus grand système karstique de Suisse et l'un des plus importants au monde.

RIASSUNTO

Il territorio dei fogli Brienz e Beatenberg si trova nella zona di transizione tra le Alpi e la Molassa subalpina e comprende le principali unità tettoniche del Pennidico medio e inferiore, dell'Elvetico superiore e inferiore come pure della Molassa subalpina. L'Elvetico superiore, unitamente alle unità tettoniche superiori, è stato spinto da sud-est a nord-ovest sull'Elvetico inferiore, rispettivamente sulla Molassa subalpina. Così facendo, le unità sovrastanti sono state in parte profondamente piegate.

La Molassa subalpina copre circa un quarto dell'area del foglio Beatenberg. Lì, a nord-ovest, consiste nella scaglia di Blueme-Beichle, composta dalla Molassa d'acqua dolce inferiore (USM), da un mélange tettonico della zona di scaglie di Ralligen, e infine dalla scaglia di Hilfern con depositi torbiditici della Molassa marina inferiore (UMM). Adiacente a ciò si trova una banda sottile di marne argillose e di arenarie fortemente deformate dell'Elvetico inferiore (zona subalpina del Flysch), che altrimenti è presente solo nel Rosenlaui come copertura sedimentaria autoctona e parautoctona del Massiccio dell'Aar. La sovrastante falda del Drusberg dell'Elvetico superiore si estende, su ampie parti delle due aree cartografiche, fino alle rive settentrionali dei laghi di Thun e Brienz e della regione del Wilerhorn. La falda forma una grande struttura sinclinale fortemente fratturata (sinforma di Habkern) nella quale sono ripiegati il Mélange di Habkern e il Pennidico inferiore. A nord-ovest delle unità tettoniche superiori piegate, la falda del Drusberg forma il bordo delle Alpi. La falda del Drusberg consiste principalmente di calcari e di marne del Cretaceo e, al di sopra di una lacuna stratigrafica di diversi milioni di anni, di arenarie quarzifere, calcari e marne dell'Eocene. La regione del Brünig e la zona a sud del lago di Brienz sono occupate dalla falda dell'Axen dell'Elvetico superiore. Questa forma l'antico substrato della falda del Drusberg e consiste principalmente di argilliti, di marne e di calcari giurassici. Il Mélange di Habkern ripiegato e il Pen-

nidico inferiore (falda di Schlieren) caratterizzano, con il Flysch, la regione di Habkern e il bacino idrografico superiore della Emme. Il Mélange di Habkern è composto da marne e da argilliti fortemente piegate («Wildflysch») e da blocchi esotici di diverse origini, i quali possono raggiungere delle dimensioni di una casa. La falda di Schlieren è costituita da arenarie, siltiti e argilliti con età tra il Cretaceo Tardo e il Paleogene. La falda forma l'unità tettonica più elevata a nord dei laghi di Thun e Brienz. A sud del lago di Thun, con la Zona Submediana del Pennidico medio, è presente un'unità tettonica ancora più elevata. Questa è solo marginalmente visibile nei pressi di Faulensee sul foglio Beatenberg, ed è principalmente costituita da gesso.

Un deposito morenico del primo Pleistocene che si situa nella zona di Wage-moos è uno dei pochi relitti intra-alpini degli inizi del Quaternario. Al contrario, le morene dell'ultima glaciazione del ghiacciaio dell'Aar e di altri ghiacciai locali sono molto abbondanti. Inoltre, le rocce impermeabili localizzate nelle regioni del Flysch hanno portato alla formazione di estesi paesaggi palustri e a diffuse instabilità di pendio. Nel corso del tempo, il carsismo nelle poderose sequenze calcaree ha portato a complessi sistemi di grotte. Il Réseau Siebenhengste-Hohgant è il sistema carsico secondo più grande della Svizzera e uno dei sistemi di grotte più importanti del mondo.

SUMMARY

The area of the map sheets of Brienz and Beatenberg is situated in the transition zone from the Alps to the Subalpine Molasse and comprises the major tectonic units of the Middle and Lower Penninic nappes, the Upper and Lower Helvetic nappes and the Subalpine Molasse. The Upper Helvetic nappes and their overlying tectonic units were thrust from the southeast to the northwest onto the Lower Helvetic realm and the Subalpine Molasse. Some of the overlying units were thereby deeply enfolded.

The Subalpine Molasse covers about a quarter of the map area of the Beatenberg sheet. It consists in its northwestern part of the Blueme-Beichle thrust slice, which is composed of the Lower Freshwater Molasse (USM), followed by the tectonic mélange of the Ralligen-Schuppenzone and the Hilfern thrust slice with turbiditic deposits of the Lower Marine Molasse (UMM). Adjacent to this is a narrow strip of strongly deformed clayey marls and sandstones of the Lower Helvetic (Subalpine Flysch zone), which otherwise is only present in the Rosenlauri area, where it forms the autochthonous and parautochthonous sedimentary cover of the Aar Massif. The overlying Upper Helvetic Drusberg nappe extends over large parts of both map areas up to the northern shores of Lake Thun, Lake Brienz and eastwards into the Wilerhorn region. It forms a strongly fractured, large synclinal structure (Habkern syncline depression) with the enfolded Habkern mélange and

the Lower Penninic Schlieren nappe. The Drusberg nappe forms the edge of the Alps northwest of the enfolded overlying tectonic units. The Drusberg nappe consists mainly of Cretaceous limestones and marls and, above an unconformity and stratigraphic gap comprising several million years, of quartz sandstones, limestones and marls of Eocene age. The Brünig region and the area south of Lake Brienz are occupied by the Upper Helvetic Axen nappe. It forms the former stratigraphic base of the Drusberg nappe and consists mainly of Jurassic mudstones, marls and limestones. The Flysch of the enfolded Habkern mélange and the Lower Penninic (Schlieren nappe) characterizes the Habkern region and the upper catchment area of the Emme river. The Habkern mélange consists of strongly folded marls and mudstones («Wildflysch»), and up to house-sized exotic blocks of different origin. The Schlieren nappe is comprised of Late Cretaceous to Palaeogene sandstones, siltstones and mudstones. It forms the highest tectonic unit north of Lake Thun and Lake Brienz. South of Lake Thun there is an even higher unit, the Middle Penninic Submédiane zone, which crops out only at the very edge of the Beatenberg map sheet, near Faulensee, where it mainly consists of gypsum.

An Early Pleistocene till deposit in the Wagemoos area is one of the few relicts of early Quaternary age in the alpine realm. In contrast, till of the last glaciation from the Aare glacier and various local glaciers is widespread throughout the region. In addition, the impermeable rocks of the Flysch regions led to the formation of extensive peatlands and widespread slope instabilities. In the course of time, karstification in the massive limestone sequences led to the formation of complex cave systems. The Réseau Siebenhengste – Hohgant is the second largest karst system in Switzerland and one of the most important cave systems in the world.

EINFÜHRUNG

Geographische Übersicht

Das Gebiet der Kartenblätter Brienz und Beatenberg erstreckt sich von Lungern im Nordosten bis nach Faulensee im Südwesten. Es liegt grösstenteils im Kanton Bern, mit kleinen Anteilen der Kantone Luzern und Obwalden westlich beziehungsweise östlich des Briener Rothorns. Das landschaftsprägende Element bildet das Aaretal mit dem komplett in den Kartengebieten gelegenen Brienersee und einem Teil des Thunersees. Getrennt sind die beiden Seen durch das sogenannte Bödéli, das von den seitlichen Schüttungen des Lombachs und der Lutschine aufgebaut wurde und heute den Siedlungsraum der Gemeinden Interlaken, Unterseen, Matten, Bönigen und Wilderswil bildet. Neben diesen Ortschaften stellt Brienz, am oberen Ende des Brienersees, das bedeutendste Siedlungsgebiet dar. Weitere kleinere Dörfer säumen die Ufer der Seen, meistens im Bereich von Schuttkegeln, die grössere flachere Uferzonen bilden und eine Besiedlung erst ermöglichen. Die höher gelegenen Regionen sind, abgesehen von zahlreichen Alpwirtschaften, nur spärlich besiedelt. Grössere Ortschaften sind Habkern, die über dem Thunersee gelegenen Dörfer Beatenberg und Sigriswil sowie Eriz und Innereriz im Tal der Zulg. Die Flanken des Aaretals werden im Bereich des Brienersees von steil abfallenden Gebirgszügen gebildet. Südlich des Sees reichen die Gesteine der Axen-Decke nach einer ersten Steilstufe bis zur Axalp deutlich über die Waldgrenze hinauf und bilden mit Wildgärst (2890 m ü.M.) und Schwarzhorn (2928 m ü.M.) die höchsten Gipfel der Kartengebiete im Vorfeld der hohen Berner Alpen. Nördlich des Brienersees ist es der parallel zum See verlaufende Grat, vom Briener Rothorn (2348 m ü.M.) bis zum Harder (1321 m ü.M.), welcher der Drusberg-Decke angehört und die steile Talflanke bildet. Subparallel dazu finden sich nach Westen die beiden Züge der helvetischen Randkette Niederhorn – Hohgant und Sigriswilgrat, welche den Alpenrand markieren. Das nordwestlich vorgelagerte Gebiet gehört, abgesehen von der schmalen Subalpinen Flysch-Zone am Übergang zur helvetischen Randkette, der Subalpinen Molasse an und macht mit teils dicht bewaldeten Hügeln, Graten und tief eingeschnittenen Gräben die charakteristische Landschaft des Eriz aus.

Hydrologisch gehört das Gebiet der Kartenblätter fast ausschliesslich zum Einzugsgebiet der Aare. Einzig ein kleines Areal nördlich der Linie Brünigpass – Wilerhorn – Höch Gumme – Briener Rothorn entwässert zur Reuss hin. Die Emme, mit ihrem Quellgebiet südlich des Hohgants, fliesst zwar vorerst nach Nordosten, in entgegengesetzter Richtung zum Aaretal, alimentiert jedoch im Raum Solothurn ebenfalls die Aare. Eine Besonderheit der Region ist der unterirdische Wasserabfluss, bedingt durch grosse Karstsysteme, vor allem im Gebiet Sibe Hängste – Hohgant. Die am Ausgang eines solchen unterirdischen Wasserflusses gelegenen St.-Beatus-Höhlen bilden einen wichtigen Tourismusmagneten.

Geologische Übersicht

Das Gebiet der Kartenblätter Brienz und Beatenberg liegt am Übergang von den Alpen zur Subalpinen Molasse. Den Hauptanteil der tektonischen Einheiten in den Kartengebieten machen die oberhelvetischen Decken aus, die bei der Alpenbildung über die autochthone und parautochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs geschoben wurden und dabei die Subalpine Molasse teilweise überfahren haben. Die Überschiebung der oberhelvetischen Axen-Decke auf die Sedimentbedeckung des Aar-Massivs ist einzig ganz im Südosten des Kartengebiets in der Rosenlauri aufgeschlossen. Das Gebiet südlich des Brienzensees ist hauptsächlich aus jurassischen Kalken und Mergeln der Axen-Decke aufgebaut. Im Zuge der gegen das Vorland hin fortschreitenden Verkürzung entwickelte sich im Mergel der Palfris-Formation ein Abscherhorizont. An diesem wurde der jüngere Anteil der Sedimentgesteine, der ursprünglich über der Schichtfolge der Axen-Decke abgelagert wurde, abgeschert und weiter nach Nordwesten verfrachtet. Heute bilden diese abgescherten, vorwiegend kreidezeitlichen Kalke mit eozäner Bedeckung die Drusberg-Decke. Die ursprünglich höher gelegenen, bereits früher auf die oberhelvetischen Decken überschobenen Flyscheinheiten, das Habkern-Melange und die Schlieren-Decke, wurden bei der Verkürzung passiv mittransportiert, verfaltet und bilden heute die tief eingefaltete Habkern-Mulde. Der Teil der Drusberg-Decke, der sich nordwestlich der Habkern-Mulde befindet, wird als helvetische Randkette bezeichnet und bildet mit subparallel zum Brienzensee streichenden Gebirgsketten geomorphologisch den Alpenrand. Strukturell betrachtet handelt es sich dabei um den frontalen Teil der Drusberg-Decke, der auch als Niederhorn-Pilatus-Schuppe bezeichnet wird. Zwischen der helvetischen Randkette und dem konglomeratdominierten Subalpinen Schuppenkomplex der Molasse befindet sich die Subalpine Flysch-Zone, eine stark verfaltete und zerscherte Sequenz aus Mergel und Sandstein. Auf der Südseite des Thunersees reicht bei Faulensee zudem das Nordende der Zone Submédiane gerade noch ins Kartengebiet von Blatt Beatenberg. Diese tektono-sedimentäre Melangezone liegt weiter westlich (ausserhalb der Kartengebiete) unter der Klippen-Decke und bildet die höchste tektonische Einheit in den vorliegenden Atlasblättern.

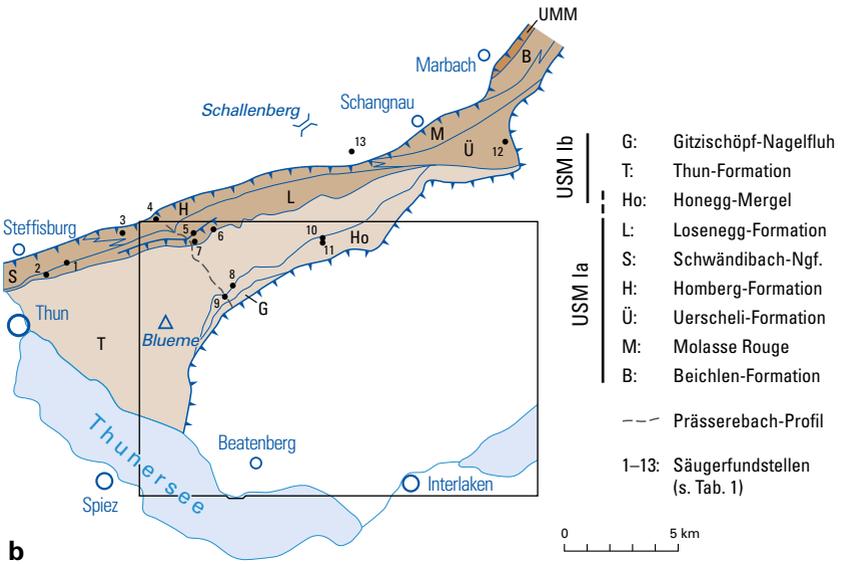
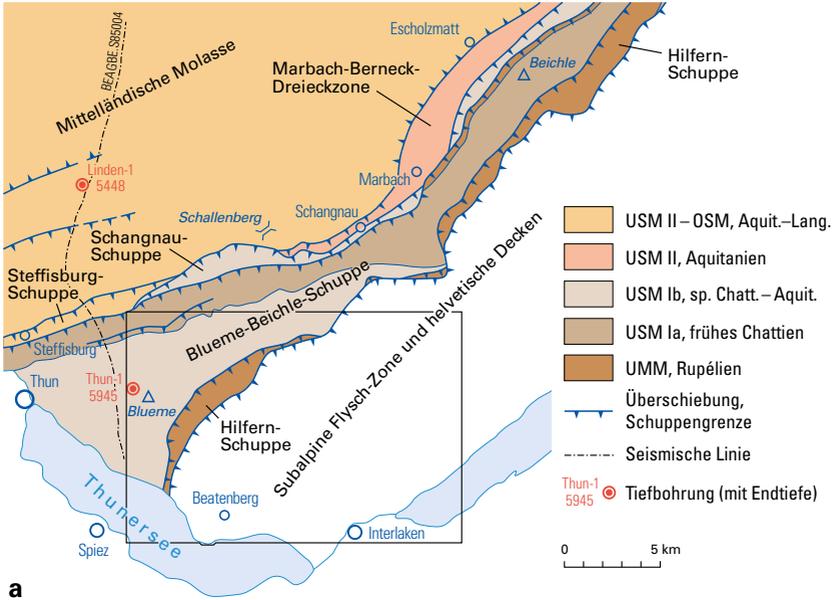
STRATIGRAPHIE

SUBALPINE MOLASSE

Überblick

Die geneigten Schichten der Subalpinen Molasse sind neben der helvetischen Randkette ein prägendes geologisches Bild des Alpenrands im Gebiet von Blatt Beatenberg (Fig. 1). Am auffälligsten sind die Konglomeratbänke, welche Südwest-Nordost streichende Rippen bilden und so ein markantes Landschaftselement darstellen. Die Gesteine der Subalpinen Molasse sind insbesondere entlang der Zulg grossflächig aufgeschlossen. Ein weiteres, nahezu durchgehendes stratigraphisches Profil schliesst sich dem Beobachter entlang des Prässerebachs auf (Fig. 1b) - einem Zufluss der Zulg, welcher im Gebiet oberhalb der Ortschaft Teufenthal entspringt.

Die Subalpine Molasse wird im Gebiet von Blatt Beatenberg nach dem jetzigen Stand der Kenntnisse in zwei grössere Schuppen unterteilt. Es handelt sich dabei um die Blueme-Beichle-Schuppe, mit Gesteinen der Unteren Süsswassermolasse, sowie die Hilfern-Schuppe, mit Sequenzen der Unteren Meeresmolasse (Fig. 1a). Zwischen der Blueme-Beichle- und der Hilfern-Schuppe befindet sich zudem ein schmales Band mit eingepressten Gesteinspaketen aus Unterer Meeresmolasse. Dabei handelt es sich vermutlich um tektonische Schürflinge und damit um ein tektonisches Melange an der Basis der Hilfern-Schuppe, vergleichbar mit der Hornbüel-Schuppenzone im Gebiet von Blatt Schüpfheim weiter im Nordosten (GASSER 1966, 1968). Allerdings wurde diese Schuppenzone im Gebiet von Blatt Schüpfheim an der Basis der Blueme-Beichle-Schuppe (Beichlen-Farneren-Schuppe in SCHLUNEGGER et al. 2016a) kartiert. Deshalb können die Gesteine der Hornbüel-Schuppenzone nicht mit dem tektonischen Melange an der Basis der Hilfern-Schuppe im Gebiet von Blatt Beatenberg korreliert werden. Weitere schuppeninterne Aufschiebungen, allerdings mit einem kleineren Versatz von mehreren hundert Metern (Fig. 1), wurden innerhalb der Blueme-Beichle-Schuppe auf der seismischen Linie BEAGBE.S85004 entdeckt (SCHLUNEGGER et al. 1993), welche die Tiefbohrungen Linden-1 und Thun-1 miteinander verbindet. Eine Verdoppelung von Schichten wurde zudem im Rahmen einer geologischen Kartierung bestimmt (SCHLUNEGGER 1991) und anhand von magnetostratigraphischen Daten (SCHLUNEGGER et al. 1996) nachgewiesen. Die Versätze sind allerdings zu gering und die Ausprägung in der geologisch-tektonischen Architektur zu marginal, als dass eine Aufteilung in weitere Schuppen gerechtfertigt wäre.



- USM II – OSM, Aquit.–Lang.
- USM II, Aquitanien
- USM Ib, sp. Chatt.–Aquit.
- USM Ia, frühes Chattien
- UMM, Rupélien
- Überschiebung, Schuppengrenze
- Seismische Linie
- Thun-1 5945 (Tiefbohrung mit Endtiefe)

- USM Ib
 - G: Gitzschöpf-Nagelfluh
 - T: Thun-Formation
 - Ho: Honegg-Mergel
- USM Ia
 - L: Losenegg-Formation
 - S: Schwändibach-Ngf.
 - H: Homberg-Formation
 - Ü: Uerscheli-Formation
 - M: Molasse Rouge
 - B: Beichlen-Formation
- Prässerebach-Profil
- 1–13: Säugerfundstellen (s. Tab. 1)

In älteren geologischen Karten (z.B. SPICHER 1980) wurde der basale Abschnitt der Blueme-Beichle-Schuppe, bestehend aus einer Sandstein-Mergel-Wechselagerung (Homberg-Formation, Fig. 1b), aufgrund lithologischer Ähnlichkeiten der Schangnau-Schuppe (Fig. 1a) zugeordnet. Bei den Gesteinen dieser Schuppe handelt es sich um eine Sequenz aus locker gelagertem Sandstein mit einer arkoseähnlichen, granitischen Zusammensetzung und weinrot-gelbgrau geflecktem Mergel- und Siltstein. Die entsprechenden Sequenzen wurden anhand von Kleinsäugerzähnen, welche an der nördlichen Flanke der Honegg gefunden wurden, in die Säugereinheit MP28 gestellt (Fundstelle Hombach 3, Tab. 1). Deshalb sind diese Schichten deutlich jünger als der Sandstein und Mergelstein der Homberg-Formation in der südwestlichen Fortsetzung im Gebiet von Blatt Beatenberg. In den Gesteinen dieser Einheit wurden in der Tat Fragmente von Kleinsäugerzähnen gefunden (Fundstellen Trimmlen und Loch, Tab. 1), die der Säugereinheit MP26 zugeordnet werden können. Damit ist die Homberg-Formation im Gebiet der nordwestlichen Ecke von Blatt Beatenberg älter als die lithologisch sehr ähnlichen Gesteine der Schangnau-Schuppe. Zudem wurden aus den Schichtsequenzen der Losenegg-Formation, einer Wechselagerung aus Konglomerat, Sandstein und Mergel im Hangenden der Homberg-Formation, Kleinsäugerfragmente der Säugereinheit MP27 beschrieben (Fundstellen Losenegg 2 u. 3, Tab. 1). Damit fehlt eine altersmässige Begründung für eine Aufschiebung zwischen der Losenegg- und der Homberg-Formation, wie das beispielsweise in SPICHER (1980) postuliert wurde. Die Wechselagerung aus Sandstein und Mergelstein im nordwestlichen Kartengebiet von Blatt Beatenberg, welche hier der Homberg-Formation zugeordnet wird, bildet somit die basale Sequenz der Blueme-Beichle-Schuppe (Fig. 1 u. 2).

Fig. 1: (a) Geologische Karte der Molasse zwischen Thunersee und Entlebuch (modifiziert nach SCHLUNEGGER et al. 1993, 1996; Hilfern-Schuppe inkl. Ralligen-Schuppenzone). Die Unterteilung der Unteren Süsswassermolasse in USM I und USM II basiert auf BERGER et al. (2010). Die USM I wird hier zusätzlich in eine ältere USM Ia und eine jüngere USM Ib unterteilt, weil der entsprechende Übergang (von der Losenegg- zur Thun-Formation) durch eine signifikante Zunahme von Epidot im Schwermineralspektrum charakterisiert ist (SCHLUNEGGER et al. 1993 u. Fig. 3a), und weil ein solcher Wechsel ebenfalls in den Tiefbohrungen Thun-1 und Linden-1 nachgewiesen werden konnte (SCHLUNEGGER et al. 1993). (b) Geologische Karte der Blueme-Beichle-Schuppe mit schematisch dargestellten lithostratigraphischen Einheiten (nach SCHLUNEGGER 1995). Das schwarze Rechteck markiert jeweils das Kartengebiet von Blatt Beatenberg.

Tab. 1: Bedeutende Kleinsäugerfundstellen im Gebiet von Blatt Beatenberg und Umgebung.

| Nr. | Fundstelle | Koordinaten | CH-Referenzlokalität | MP-/MN-Einheit | Schlüsselfauna für Alterszuweisung | Referenz |
|-----|---------------|-------------------|-----------------------------------|----------------|---|--|
| 1 | Schwendlbach | 2616 800/1180 280 | Oensingen | MP26 | <i>Eomys molassicus</i> , <i>Eomys</i> nov. sp. 2 | ENGESSER (1990) |
| 2 | Schwandenbad | 2615 900/1179 675 | Fornant 6 bis Brochene Fluh 53 | MP28 –MP30 | <i>Adelomyanion</i> sp., <i>Eomyodon</i> cf. <i>volkeri</i> Insectivor indet., <i>Suidae</i> indet. | SCHLUNEGGER et al. (1996) |
| 3 | Trimmeln | 2619 250/1181 500 | Oensingen | MP26 | <i>Archaeomys ugrvaisi</i> » | SCHLUNEGGER et al. (1996) |
| 4 | Loch | 2620 725/1182 100 | Oensingen | MP26 | <i>Archaeomys ugrvaisi</i> » | SCHLUNEGGER et al. (1996) |
| 5 | Losenegg 3 | 2622 375/1181 500 | Wynau 1 | MP27 | <i>Archaeomys robustus</i> | SCHLUNEGGER et al. (1996) |
| 6 | Losenegg 2 | 2623 250/1181 660 | Boningen | MP27 | <i>Eomys</i> cf. <i>ebnatensis</i> | KISSLING (1903), ENGESSER (1990) |
| 7 | Cheistflügel | 2622 460/1181 126 | Wynau 1 bis Fornant 6 | MP27 –MP28 | <i>Eomys ebnatensis</i> | SCHLUNEGGER et al. (1996) |
| 8 | Dürrenschwand | 2624 100/1179 200 | Fornant 6 | MP28 | <i>Eomys major</i> | SCHLUNEGGER et al. (1996) |
| 9 | Prässerbach | 2623 750/1178 710 | Rickenbach bis Boudry 2 | MP29 –MN1 | <i>Microdromys</i> sp., <i>Eucricetodon hochheimensis</i> , <i>Eucricetodon</i> sp. | SCHLUNEGGER (1991) |
| 10 | SEB6 | 2628 050/1181 250 | Fornant 6 | MP28 | <i>Issiodromys limagnensis</i> | SCHLUNEGGER et al. (1996) |
| 11 | Eritz 4 | 2628 050/1181 175 | Wynau 1 bis Rickenbach | MP27 –MP29 | <i>Plesiocimanthus</i> sp., <i>Eucricetodon</i> sp., <i>Eomys ebnatensis</i> , <i>Archaeomys</i> sp. | SCHLUNEGGER et al. (1996) |
| 12 | Bumbach 1 | 2636 075/1185 500 | Bumbach 1 | MP25 | <i>Eomys</i> nov. sp. 2, <i>Eomys</i> nov. sp. 3 | ENGESSER (1990), ENGESSER & MÜDDEN (1997) |
| 13 | Hombach 3 | 2629 325/1185 070 | Fornant 6 | MP28 | <i>Eomys major</i> , <i>Eomys ebnatensis</i> | HAUS (1937), ENGESSER (1990) |

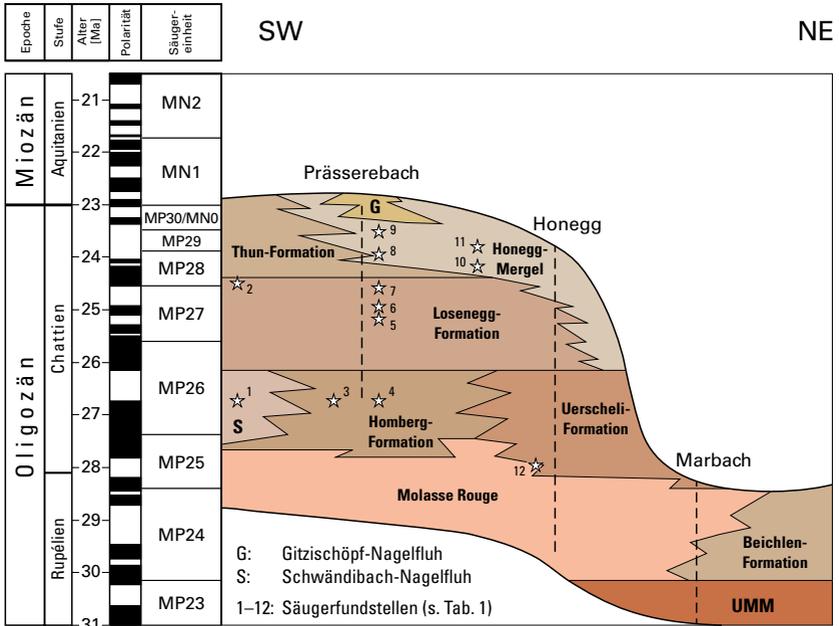


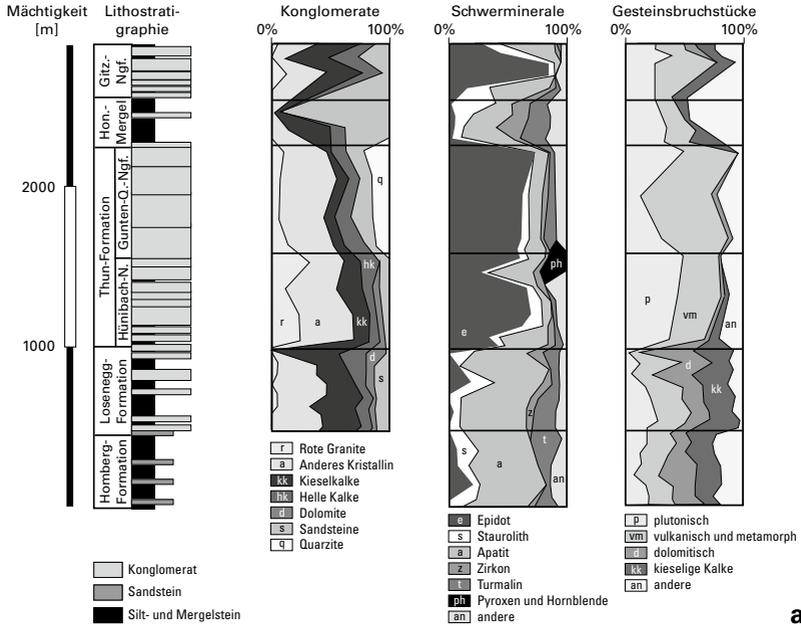
Fig. 2: Magneto- und biostratigraphische Einteilung und Kontaktverhältnisse der Formationen der Unteren Süßwassermolasse (USM) in der Blume-Beichle-Schuppe (modifiziert nach SCHLUNEGGER et al. 1996). Im Entlebuch ist im basalen Teil der Blume-Beichle-Schuppe zusätzlich die Untere Meeresmolasse (UMM) aufgeschossen (s. a. Fig. 1). Die Sterne markieren wichtige Säugerfundstellen.

SUBALPINER SCHUPPENKOMPLEX

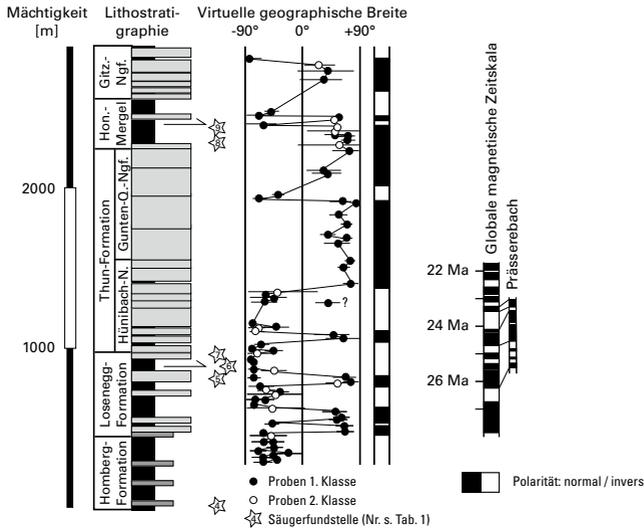
BLUEME-BEICHLE-SCHUPPE

Untere Süßwassermolasse (USM)

Die Blume-Beichle-Schuppe besteht weitgehend aus Gesteinen der Unteren Süßwassermolasse. Im Gebiet von Blatt Beatenberg werden sechs Einheiten unterschieden, welche sich in ihrem lithologischen Aufbau sowie in den Geröllspektren unterscheiden (Fig. 3).



a



b

Die Basis der Blueme-Beichle-Schuppe bildet eine Wechsellagerung aus Sandstein und Mergel, welche als Homberg-Formation zu einer Einheit zusammengefasst wird. Gegen Südwesten hin, im Bereich von Steffisburg (knapp ausserhalb des Gebiets von Blatt Beatenberg), geht die Homberg-Formation seitlich in die Schwändibach-Nagelfluh über, ein lokaler Konglomeratkörper am nordöstlichen Rand des Kartengebiets von Blatt Thun (Fig. 1b u. 2). Die Homberg-Formation wird von einer Sequenz aus Konglomerat, Sandstein und Mergel der Losenegg-Formation überlagert. Diese erstreckt sich von Schangnau (SCHLUNEGGER et al. 1993, 1996) über die Honegg im Gebiet von Atlasblatt Eggwil bis nach Thun (Fig. 1b), wo sie schliesslich nur noch als dünne Sequenz erhalten ist (SCHLUNEGGER et al. 1993). Über der Losenegg-Formation folgt die Thun-Formation, mit der Hünibach-Nagelfluh im Liegenden und der Gunten-Quarzitnagelfluh im Hangenden (Fig. 3). Beide Schichtsequenzen sind charakterisiert durch amalgamierte (aufeinandergestapelte) Konglomeratbänke. Dabei erreichen einzelne Konglomeratbänke eine Mächtigkeit von zwischen 5 und 10 m. Dazwischen eingeschalteter Mergel und Sandstein sind lediglich ein paar Meter mächtig. In der Gunten-Quarzitnagelfluh treten grünschieferfazielle Quarzitzerölle auf. Der Metamorphosegrad dieser Klaster wurde in SCHLUNEGGER (1995) anhand von Dünnschliffuntersuchungen bestimmt. Hinweise für Rekristallisationsstrukturen von Quarzmineralen, welche ab einer Temperatur von etwa 300 °C auftreten, gaben den Ausschlag für diese Interpretation. Quarzitzerölle fehlen weitgehend in der Hünibach-Nagelfluh (Fig. 3a).

Über der Thun-Formation folgt der Honegg-Mergel, eine Formation aus gelbem Mergel und lokal eingeschaltetem Grobkonglomerat, welches zahlreiche Flyschgerölle führt. Die wegen ihrer gelblichen Farbe und der Komponenten der Konglomeratlinsen auch als «Flyschmergel» bezeichnete Einheit zieht sich als schmales Band vom Bumbach im Kartengebiet von Blatt Eggwil über die Südflanke der Honegg bis ins Gebiet von Blatt Beatenberg (Fig. 1b). Diese Schichten überlagern im Bumbach die Uerscheli-Formation (ca. 28–26 Ma), und weiter im Südwesten die Losenegg-Formation und dann schliesslich die Thun-Formation (ca. 24,5–23,0 Ma). Damit wird die Basis der Honegg-Mergel von Nordosten nach Südwesten sukzessive jünger (Fig. 1b u. 2). Zudem zeigt Figur 2, dass der Honegg-Mergel gegen Südwesten hin sukzessive jüngere Schichten seitlich ersetzt. Schliess-

Fig. 3: (a) Petrographische Zusammensetzung der Unteren Süsswassermolasse in der Blueme-Beichle-Schuppe, dargestellt anhand des Prässerebach-Profiles (aus SCHLUNEGGER et al. 1993). Die Lage des Profils ist in Fig. 1b ersichtlich. Die Schwermineralzusammensetzung wurde für Sandsteinproben bestimmt. Die Identifikation der Gesteinsbruchstücke erfolgte ebenfalls an Sandsteinproben und zwar mikroskopisch an Dünnschliffen. (b) Magnetostratigraphische Datierung der Unteren Süsswassermolasse entlang des Prässerebach-Profiles (modifiziert nach SCHLUNEGGER et al. 1996). Das Polaritätsmuster, welches für das Prässerebach-Profil bestimmt wurde (vertikale Kolonne ganz rechts), konnte mit den globalen Polaritätswechseln korreliert werden (globale magnetische Zeitskala). Dadurch war es möglich, das Alter der USM entlang des Prässerebachs zeitlich einzuordnen.

lich tritt im Dach der Blueme-Beichle-Schuppe ein lokaler Nagelfluhkörper auf. Dieser besteht aus amalgamierten Konglomeratbänken mit wechselnder petrographischer Zusammensetzung (Fig. 3a). Diese als Gitzischöpf-Nagelfluh bezeichnete Einheit ist im Oberlauf des Prässerebachs im Gitzischöptobel (Koord. 2623 998/1178 371) sehr gut aufgeschlossen. Lateral kann sie jedoch entlang des Streichens lediglich über wenige Kilometer verfolgt werden. Die Gitzischöpf-Nagelfluh wird seitlich vom Honegg-Mergel abgelöst (Fig. 2). Eine markante tektonische Aufschichtung trennt die Konglomerate der Blueme-Beichle-Schuppe vom tektonischen Melange der Ralligen-Schuppenzone und dem Sandstein und Mergel der Hilfernschuppe im Hangenden ab.

o_{3Hb} Homberg-Formation
USM Ia, Chattien

Bei der Homberg-Formation handelt es sich um eine Wechsellagerung zwischen 3–5 m mächtigem, lose zementiertem und grusig verwitterndem, mittel- bis grobkörnigem Sandstein sowie Mergel und Siltstein (Fig. 3a). Der Sandstein ist trogförmig kreuzgeschichtet und kann Amalgamationsabfolgen bilden. Die Tröge, wo ersichtlich, haben eine Breite von bis zu einem Meter. Allerdings ist der Sandstein zu stark verwittert und zu grobkörnig, als dass die Kreuzschichtung deutlich gesehen werden kann. Gegen Westen hin, und damit im Gebiet des Kartenblattes Thun, ist der Sandstein zunehmend von Geröllschnüren durchzogen. Dabei handelt es sich um laterale Ausläufer der Schwändibach-Nagelfluh (Fig. 1b u. 2).

Kleinsäugerfunde und magnetostratigraphische Untersuchungen ergaben für die Homberg-Formation ein biostratigraphisches Alter von MP26 (SCHLUNEGGER et al. 1993) oder ein numerisches Alter von etwa 27 Ma (SCHLUNEGGER et al. 1996 u. Fig. 3b). Die Homberg-Formation bildet damit ein zeitliches Äquivalent der Schwändibach-Nagelfluh im Südwesten und der Uerscheli-Formation im Nordosten (Fig. 1b u. 2). Diese Korrelationen implizieren, dass der Sandstein der Homberg-Formation den distalen Rinnengürtelbereich von zwei möglichen Schüttungszentren repräsentiert, die den Ablagerungsraum der Homberg-Formation östlich und westlich säumten.

o_{3L} Losenegg-Formation
USM Ia, Chattien

Die Gesteine der Losenegg bei Thun wurden zum ersten Mal von BECK (1923) charakterisiert und unter dem Begriff «Loseneggschichten» zusammengefasst. Eine formelle Definition dieser Schichten als Losenegg-Formation und eine detaillierte sedimentologische und sedimentpetrographische Bearbeitung dieser Einheit erfolgte dann in SCHLUNEGGER (1991, 1995). Nachfolgend sind die wichtigsten Beobachtungen aus diesen Arbeiten zusammengestellt.

Die Gesteine der Losenegg-Formation bestehen aus 3–6 m mächtigen Konglomeratbänken und zwischengelagertem, metermächtigem Sandstein. Das Konglomerat ist meistens massig strukturiert. Schrägschichtung wird zuweilen an der Basis von einzelnen Konglomeratbänken vorgefunden. Kreuzschichtung, wo sichtbar, ist meistens flachwinklig mit meterbreiten Trögen. Der zwischengelagerte Sandstein bildet tafelige Körper. Er ist massig strukturiert und kreuzgeschichtet und zum Teil gelbgrau gefleckt. Silt- und Mergelstein sind dezimetermächtig, gelbgrau-rötlich gefleckt und mit vertikal orientierten, schlierenartigen Reduktions- und Oxidationsstrukturen durchsetzt. Kalkknollen (Caliche) werden vor allem auf der östlichen Seite des Eselstäg (Koord. 2621 925/1181420) beobachtet. Als Ablagerungsbereich kommen vorwiegend Bodenfracht führende Flüsse in Frage, deren Rinnengürtel von einer sandig-siltig-tonigen Überschwemmungsebene gesäumt wird. Die vertikalen, flammenartigen Reduktions- und Oxidationsstrukturen und die Calicheknollen in den feinkörnigen Lithologien lassen auf eine Durchwurzelung der feinkörnigen Sedimente und auf Bodenbildungsprozesse schliessen.

Die grösste Mächtigkeit von nahezu 500 m erreicht die Losenegg-Formation in der Region rund um Teuffenthal.

Petrographische Charakterisierung, Herkunft des Materials: Das Konglomerat der Losengg-Formation ist sehr kristallinreich. So führen einige Bänke bis zu 40 % (z.T. sogar mehr) kristalline Gerölle (Fig. 3a u. 4). Bei den sedimentären Geröllen dominieren Kieselkalkklasten das Spektrum. Etwas nordöstlich des Zusammenflusses des Würribachs mit der Zulg in der Loseneggweid (Koord. 2622 583/1181 183) steht ein Konglomerat an, das sich in seiner Textur und Zusammensetzung deutlich von den übrigen Konglomeratbänken der Losenegg-Formation unterscheidet. So führt dieses brekziös anmutende Konglomerat vorwiegend Kalksteingerölle und etwa 20 % Dolomitgerölle.

Der Sandstein weist ein grosses Spektrum an Klasten auf (Fig. 3a). Dünnschliffuntersuchungen von SCHLUNEGGER (1991) zeigten einen hohen Anteil an Quarzklasten mit einem granitischen und metamorphen Gefüge. Polysynthetisch verzwilligter Plagioklas, Alkalifeldspat sowie Muskovit und Biotit treten ebenfalls häufig auf. Sehr vielfältig präsentieren sich die sedimentären Gesteinsbruchstücke. So werden sparitischer und pseudosparitischer Dolomit mit einem gleichförmigen Wabengefüge, Kieselkalkkomponenten mit rekristallisierten Schwammnadeln und Radiolarien, sowie mikritische Gesteinsbruchstücke mit Calpionellen, Stomiosphären und detritischen Bioklasten beobachtet. Im Spektrum der Schwerminerale fällt die Häufigkeit von Apatit auf, gefolgt von Staurolith, Zirkon und Turmalin.

Wegen der relativ homogenen petrographischen Zusammensetzung des Konglomerats und des Sandsteins interpretierte SCHLUNEGGER (1995), dass es sich bei den Sedimenten der Losenegg-Formation um Ablagerungen eines einzigen, grösseren Flusssystemes handeln könnte, welches den Honegg-Schuttfächer aufbaute.

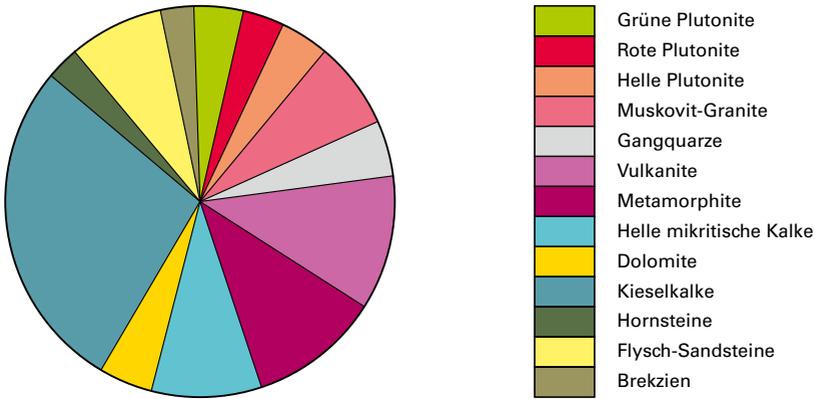


Fig. 4: Petrographische Zusammensetzung des Konglomerats der Losenegg-Formation (nach SCHLUNEGGER 1991).

Basierend auf den Arbeiten von SPECK (1953), TRÜMPY & BERSIER (1954), MATTER (1964) und GASSER (1968), welche sich mit der Herkunft der Gerölle in der Molasse beschäftigten, stammt das Material der Losenegg-Formation aus den höheren penninischen Decken und den ostalpinen Decken der Westschweiz (SCHLUNEGGER 1995). Bei der Konglomeratbank beim Zusammenfluss zwischen Prässerebach und Zulg, welche weitgehend aus Kalk- und Dolomitkomponenten besteht und einen brekziösen Charakter aufweist, könnte es sich um eine Ablagerung eines Kies- und Schuttstroms handeln, welcher aus dem damaligen Alpenrand ins Flachland floss. Derartige Kiesströme stellen episodische Ereignisse dar und werden meistens durch Starkniederschläge ausgelöst.

Alter, Unter- und Obergrenze, laterale Fortsetzung: Das Alter der Losenegg-Formation wurde mit Hilfe magnetostratigraphischer Untersuchungen auf den Zeitabschnitt zwischen etwa 26 und 24,5 Ma vor heute bestimmt (SCHLUNEGGER et al. 1996; Fig. 2 u. 3b). Ausschlaggebend für diese Alterszuweisung waren einerseits die Wechsel von normaler und inverser paläomagnetischer Polarität, welche in diesem Zeitabschnitt in regelmässigen Abständen vorkommen. Andererseits lieferten auch Kleinsäugerfunde beim Cheistlistäg (Koord. 2622 460/1181 126, Fundstelle Cheistlisteg) sowie an der Losenegg (Fundstellen Losenegg 2 u. 3) wichtige Hinweise auf eine relative Alterseinstufung in die Säugereinheit MP27 (Tab. 1, Fig. 5).

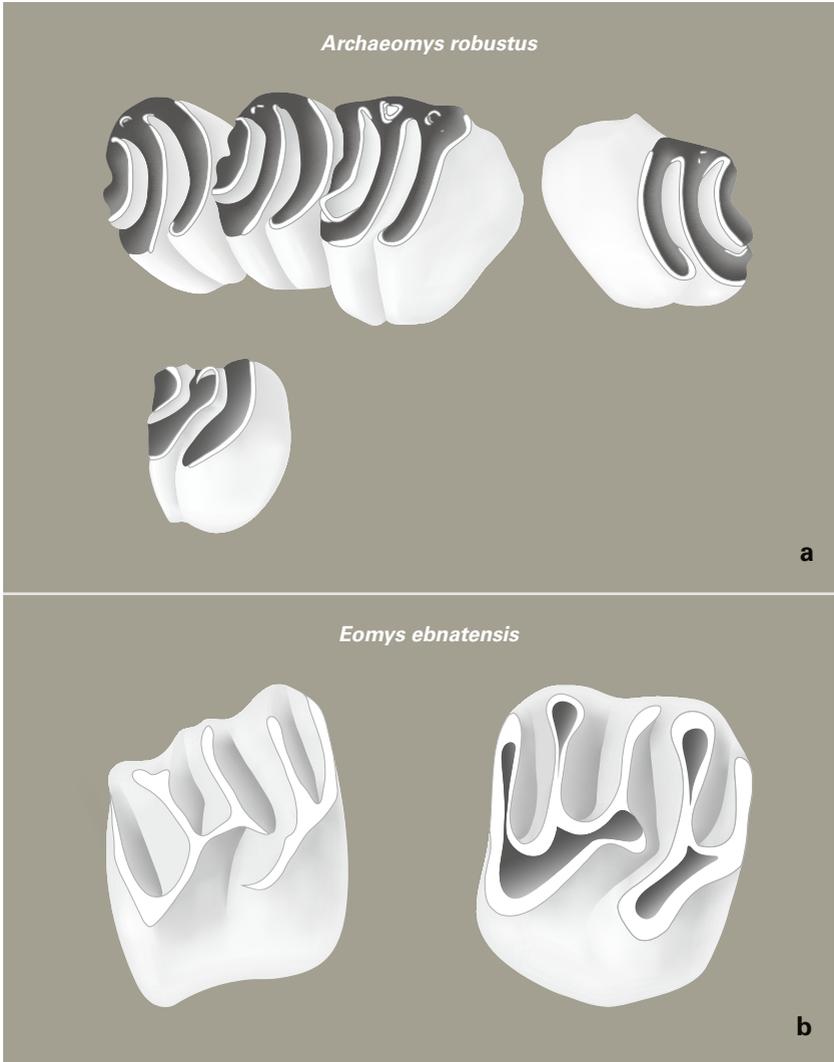


Fig. 5: Kleinsäugerzähne von *Archaeomys robustus* aus der Fundstelle Loseneegg 3 (a) und von *Eomys ebnatensis* aus der Fundstelle Cheistlisteg (b), beides ausgestorbene Nagetiergruppen. Bei den Zähnen handelt es sich um Molarzähne (Grösse jeweils etwa 1–3 mm). Nachgezeichnet von I. Herwegh nach SCHLUNEGGER (1991). Siehe Tabelle 1 für die Koordinaten der Säugerfundstellen.

Im Gebiet von Blatt Beatenberg bilden der Sand- und Siltstein der Homberg-Formation das Liegende der Losenegg-Formation (Fig. 2 u. 3a). Die Untergrenze der Losenegg-Formation wird mit dem Auftreten der ersten mehr als 5 m mächtigen Konglomeratbänke gezogen. Die zu der Losenegg-Formation hangende Thun-Formation führt reichlich rote Granitgerölle, ist ausserordentlich kristallinreich und unterscheidet sich im Feld auch durch die generell rötliche Anwitterung der Konglomeratbänke. Die Grenze zwischen der Losenegg- und der Thun-Formation wird bei den ersten Konglomeratbänken mit mehr als 15% roten Granitgeröllen gezogen. Weiter gegen Nordosten wird die Thun-Formation seitlich durch den Honegg-Mergel abgelöst, der teilweise sogar bis in die oberen Sequenzen der Losenegg-Formation hineinreicht (Fig. 2). Im Bereich der Honegg wird die Hangendgrenze der Losenegg-Formation deshalb dort gezogen, wo die Ablagerungen des Honegg-Mergels (diese bestehen vorwiegend aus einer Abfolge von gelbbeigem Mergel, s. S. 31) die Sequenzen der Losenegg-Formation an Mächtigkeit übertreffen. Die Losenegg-Formation kann in gleicher lithologischer Ausbildung von Thun (Atlasblatt Thun) bis in die Region von Schangnau (Atlasblatt Eggwil) über eine laterale Distanz mehr als 10 km verfolgt werden. Damit ist die «Honegg-Nagelfluh», welche an der Honegg von HAUS (1937) definiert worden ist, eindeutig der Losenegg-Formation zuzuordnen (SCHLUNEGGER 1995).

Thun-Formation

USM Ib, Chattien–Aquitani

Die Sequenz der kilometermächtigen Konglomerate entlang des östlichen Thunerseeufers ist schon von früheren Autoren beschrieben und unter den Begriffen «Thuner Nagelfluh» und «Thunerseenagelfluh» (BECK 1923, STAUB 1934), «Blumenserie» und «Blumennagelfluh» (RENZ 1937) zusammengefasst worden. Allerdings umfasst die «Thuner Nagelfluh» von BECK (1923) zusätzlich zur Hüni-bach-Nagelfluh und der Gunten-Quarzitnagelfluh auch die Losenegg-Formation und den Honegg-Mergel. In der vorliegenden Arbeit werden, in Analogie zu SCHLUNEGGER et al. (1993) und SCHLUNEGGER (1995), lediglich die Hüni-bach-Nagelfluh und die Gunten-Quarzitnagelfluh zur Thun-Formation zusammengefasst (Fig. 3).

Wie in SCHLUNEGGER (1995) beschrieben, bestehen Unklarheiten in der relativen Altersbeziehung zwischen den verschiedenen Einheiten. So schlägt BECK (1923) vor, dass die «Bresserschichten» (Honegg-Mergel) zwischen die «Hüni-bachnagelfluh» und die «Guntenernagelfluh» (Nomenklatur nach BECK 1923) hineinstreichen. Neuaufnahmen von SCHLUNEGGER et al. (1993) und SCHLUNEGGER (1995) sowie für das Atlasblatt Beatenberg zeigen jedoch, dass sich der Honegg-Mergel mit der Losenegg-Formation (s. oben u. Fig. 2) sowie mit der Hüni-bach-Nagelfluh und der Gunten-Quarzitnagelfluh seitlich verzahnt.

Die mächtigste Ausbildung mit mehr als 4000 m erreicht die Thun-Formation entlang des nordöstlichen Thunerseeufers bei Gunten. Gegen Nordosten konvergieren die Schichten und werden geringmächtiger, da sie lateral sukzessive durch die Honegg-Mergel abgelöst werden. Folglich bilden die Konglomerate der Thun-Formation eine fächerförmige Geometrie, die von SCHLUNEGGER & NORTON (2015) als Megaschuttfächer (Radius >10 km) gedeutet wird, dessen Schüttungsachse im Bereich des Thunersees zu liegen kam.

o_{3TH} *Hünibach-Nagelfluh*

o_{3TG} *Gunten-Quarzitnagelfluh*

Die Thun-Formation kann nach petrographischen Kriterien in die Hünibach-Nagelfluh im Liegenden und in die Gunten-Quarzitnagelfluh im Hangenden unterteilt werden (SCHLUNEGGER 1995). Während das Geröllspektrum der Hünibach-Nagelfluh durch die vielen roten Granite charakterisiert wird, fallen in der Gunten-Quarzitnagelfluh die grauen grünschieferfaziellen Quarzitgerölle auf (Fig. 3a).

Sowohl die Hünibach-Nagelfluh als auch die Gunten-Quarzitnagelfluh bestehen aus einer Abfolge massiger Konglomerate. Einzelne Konglomeratpakete sind 1,5–3 m mächtig und bilden zwischen 20 und 30 m mächtige Amalgamationsabfolgen. Vereinzelt werden dezimetermächtige, massige und zum Teil schräggeschichtete Sandsteinlinsen in den Konglomeratsequenzen beobachtet. Schräg- und Kreuzschichtung treten lediglich an der Basis der Hünibach-Nagelfluh auf (Fig. 6). Sonst sind die Konglomerate meistens massig strukturiert. Einzelne horizontal gelagerte Gerölle sowie Geröllschnüre mit dachziegelartig gelagerten Geröllen (Imbrikation) kommen häufig vor. Mergel- und Feinsandsteinlagen zwischen den Amalgamationsabfolgen von Konglomeratbänken sind weniger als ein Meter mächtig und rot gefärbt. Die Ablagerungen der Thun-Formation entsprechen deshalb einem verwilderten Flusssystem mit verästelten, untiefen Rinnen und zahlreichen Kiesbänken. Verwilderte Flüsse weisen häufig auch eine grosse sedimentäre Umlagerungsdynamik auf, was die Bildung von Imbrikationen erklären kann.

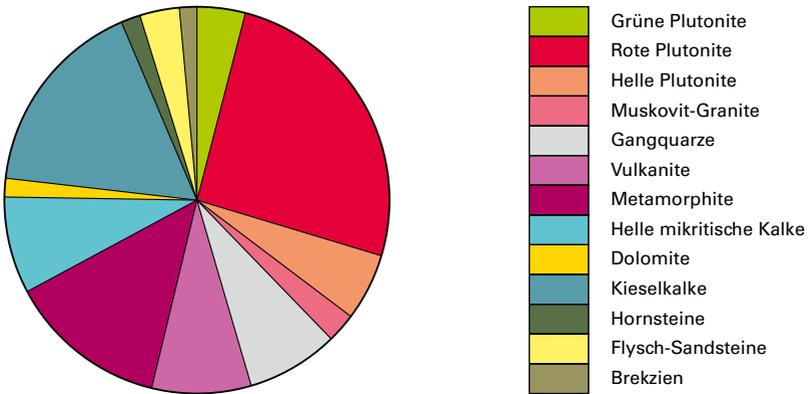
Petrographische Charakterisierung, Herkunft des Materials: Untersuchungen der Geröllspektren zeigen, dass sich die Hünibach-Nagelfluh durch die deutliche Vormacht der kristallinen Gerölle auszeichnet (Fig. 7a). Das Spektrum der sedimentären Komponenten umfasst hauptsächlich dunkle Kieselkalke. Damit – aber insbesondere durch den höheren Anteil an kristallinen Komponenten – unterscheidet sich das Konglomerat der Hünibach-Nagelfluh von der liegenden Losenegg-Formation. Die Gunten-Quarzitnagelfluh dagegen fällt durch das häufige Auftreten grünschieferfazieller Quarzitgerölle auf (Fig. 7b). Der Anteil der kristallinen Komponenten am Geröllspektrum ist immer noch sehr hoch (50%).



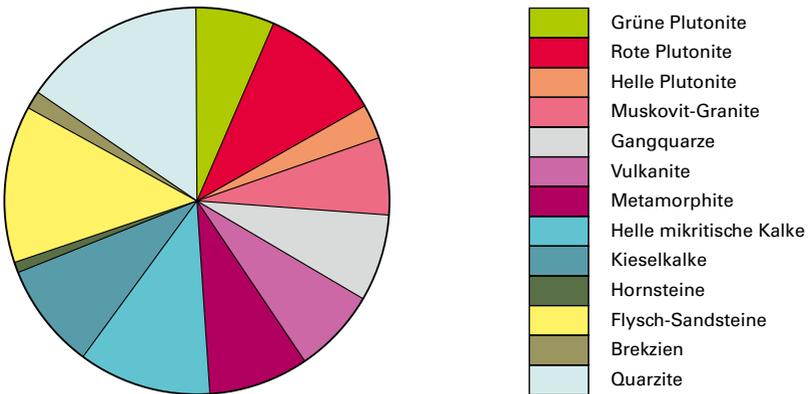
Fig. 6: Bis zu 5 m mächtige Nagelfluhbänke sowie dazwischengelagerter Mergel und Sandstein der Hünibach-Nagelfluh, aufgeschlossen entlang der Zulg bei der Koppisbrügg (Koord. 2624222/1181527). Die weissen gestrichelten Linien zeigen den Verlauf der Schrägschichtung. Blick in Richtung Ostnordost. Foto J. Pfander, 2019.

Dünnschliffuntersuchungen der Sandsteine (SCHLUNEGGER 1991) zeigen, dass die Art der Partikel und auch deren mengenmässige Zusammensetzung in der Hünibach-Nagelfluh und der Gunten-Quarzitnagelfluh vergleichbar sind. Undulös auslöschende Quarzminerale und Quarzaggregate stellen dabei die wichtigsten monomineralischen Komponenten dar. Hypidiomorpher, perthitisch entmischter, serizitfreier Alkalifeldspat und solcher ohne perthitische Entmischung, aber mit zahlreichen eingelagerten Serizitnadelchen, kommt ebenfalls sehr häufig vor. Bei den Gesteinsbruchstücken bilden die Kristallinkomponenten die dominante Gruppe. Mit Serpentiniten und Quarzglimmerschiefern sind die metamorphen Gesteinsbruchstücke ebenfalls reichlich vertreten. Die sedimentären Gesteinsbruchstücke bestehen aus sparitischem Dolomit, mikritischem Kalk sowie Hornstein und Echinodermenbruchstücken.

Schwermineraluntersuchungen an Sandsteinen haben gezeigt, dass in den Sandsteinen der Hünibach-Nagelfluh und der Gunten-Quarzitnagelfluh Epidot mit einem mengenmässigen Anteil von mehr als 70% das Schwermineralspektrum



a



b

Fig. 7: Petrographische Zusammensetzung der Hünibach-Nagelfluh (a) und der Gunten-Quarzit-nagelfluh (b). Nach SCHLUNEGGER (1991).

klar dominiert (Fig. 3a). Damit kann neben der petrographischen Zusammensetzung der Konglomerate auch die Schwermineralzusammensetzung der Sandsteine als Kriterium beigezogen werden, um die Gesteine der Losenegg-Formation von den Sequenzen der Thun-Formation zu unterscheiden. So wurde der Wechsel in der Schwermineralpetrographie beispielsweise verwendet, um die in den Tiefbohrungen Thun-1 (Subalpine Molasse) und Linden-1 (Vorlandplateau) angetroffenen Molassesequenzen miteinander zu korrelieren (SCHLUNEGGER et al. 1993).

Die Sedimente der Thun-Formation hatten ihren Ursprung vermutlich in den höheren penninischen und ostalpinen Decken der Westschweiz (SCHLUNEGGER 1995). Der Reichtum an Epidotmineralen im Schwermineralspektrum wird auf die Abtragung der ophiolitischen Decken (u.a. Zermatt-Saas-Fee-Decke) im Dach des penninischen Deckenstapels zurückgeführt (SPIEGEL et al. 2002). Wieso diese lithotektonische Einheit nicht durch einen hohen Anteil ophiolitischer Gerölle in den Konglomeraten auftritt, ist nicht vollständig geklärt. Möglicherweise zerfallen die ophiolitischen Gesteine relativ schnell in feinkörnigere Fragmente, so dass nur wenige Gerölle gebildet werden.

Alter, Unter- und Obergrenze, laterale Fortsetzung: Das Alter der Thun-Formation wurde mit Hilfe magnetostratigraphischer Datierungsmethoden entlang des Prässerebachs und durch Kartierungen der seitlichen Verzahnung der Schichten (Fig. 1b u. 2) auf den Zeitabschnitt zwischen etwa 24,5 und 23 Ma vor heute bestimmt (SCHLUNEGGER et al. 1996, Fig. 2). Die obersten Schichten wurden aber bei der Datierung nicht erfasst, so dass das Dach der Thun-Formation im Prässerebach-Profil möglicherweise jünger (ca. 22,8 Ma) sein könnte. Altersindikative Fossilien wurden in der Thun-Formation bis jetzt noch keine gefunden. Dagegen bestehen Fundstellen im Liegenden und Hangenden dieser Einheit, und diese stützen die Alter, welche mit Hilfe magnetostratigraphischer Untersuchungen bestimmt wurden. Demnach umfasst im Prässerebach-Profil die Thun-Formation den Altersbereich von MP28. So wurde die Losenegg-Formation im Liegenden der Thun-Formation mit den Säugerfundstellen Losenegg 2 und 3 in die Säugereinheit MP27 gestellt (Tab. 1). Unmittelbar nordöstlich von Thun ergab jedoch die Fundstelle Schwandenbad ein Minimalalter von MP28 für das Dach der Losenegg-Formation. Aus dem Honegg-Mergel, dem hangenden Schichtglied der Thun-Formation, sind ebenfalls mehrere Säugerfunde beschrieben worden. So enthält die Fundstelle Prässerebach (Fundstelle Nr. 9 in Fig. 2) Zahnfragmente, welche auf ein Säugeralter zwischen MP29 und MN1 hinweisen (Tab. 1). Die Fundstellen Dürrenschwand (Nr. 8 in Fig. 2) und SEB6 (Nr. 10 in Fig. 2) stammen ebenfalls aus dem Honegg-Mergel, aber aus einem lateralen Äquivalent der Gunten-Quarzitnagelfluh, wie Kartierungen von SCHLUNEGGER (1995) zeigen (Fig. 1b). Die Kleinsäugerzähne aus beiden Fundstellen wurden der Säugereinheit MP28 zugewiesen (SCHLUNEGGER et al. 1996).

Die Basis der Thun-Formation wurde im Rahmen der Bearbeitung von Atlasblatt Beatenberg dort gezogen, wo die erste mächtigere Abfolge rötlicher Konglomeratbänke mit mehr als 15% roten Granitgeröllen ansteht (Fig. 3a). Die hangende Einheit bilden die feinklastischen Gesteine des Honegg-Mergels in graduelltem Kontakt. Beim Kartieren wurde die Grenze deshalb dort gezogen, wo die silttonige Abfolge des Honegg-Mergels die Konglomerate der Thun-Formation an Mächtigkeit übertrifft.

Kartierungen für das Atlasblatt Beatenberg zeigen, dass die Basis der Thun-Formation östlich und westlich des Prässerebach-Profiles relativ planar verläuft. Damit dürfte die Basis der Thun-Formation zwischen Eriz und Steffisburg mehr oder weniger isochron verlaufen. Diese Interpretation, die sich aus den neuen Kartierungen ergibt, widerspricht damit einer älteren Auffassung, nach der eine Erosionsdiskordanz die Thun-Formation von der Losenegg-Formation zwischen Homberg und Steffisburg trennt (SCHLUNEGGER et al. 1993). Im Dach dagegen werden die Sedimente der Thun-Formation von den Schichten des Honegg-Mergels seitlich abgelöst. Damit werden die stratigraphisch höchsten Schichten der Thun-Formation von Eriz bis zum Thunersee sukzessive jünger (Fig. 1b u. 2).

o_{3H} Honegg-Mergel
USM Ib, Chattien-Aquitaniens

Der «Flyschmergel» im Dach der Gunten-Quarzitnagelfluh im Prässerebach-Profil ist bereits BECK (1923, als «Bresserenschichten» bezeichnet) wegen der ausgeprägten gelben Farbe und den äusserst grobkörnigen Konglomeratlinsen aufgefallen. Eine ähnlich aufgebaute lithostratigraphische Einheit ist von HAUS (1937) in der Region von Schangnau entdeckt und als Honegg-Mergel bezeichnet worden. Weiterführende Untersuchungen haben gezeigt, dass es sich bei den «Bresserenschichten» und dem Honegg-Mergel um dieselbe lithostratigraphische Einheit handelt (pers. Mitt. H. Haus 1990). SCHLUNEGGER (1995) hat dieses Schichtglied als Honegg-Mergel-Formation bezeichnet.

Der Prässerebach (Fig. 1b) schliesst den Honegg-Mergel von seiner Basis bis ins Dach nahezu vollständig und lückenlos auf. Zudem sind entlang des Prässerebachs die Ober- und Untergrenze des Honegg-Mergels gut erkennbar. Dies macht das Prässerebach-Profil zum Typusprofil für diese lithostratigraphische Formation. Weitere, sehr gut aufgeschlossene, leider aber nur kurze Profile befinden sich im Erizbaan entlang des Rufenen-Grabens (Koord. 2628 045/1181 213) sowie entlang des Beutlerschwandgrabens im Bumbach (Gebiet von Atlasblatt Eggiwil, Koord. 2633 667/1183 893).

Der Honegg-Mergel besteht aus mächtigem gelbem Mergel und darin teilweise tief erodierten Partien, die mit schlecht sortiertem Grobkonglomerat verfüllt sind und heute linsenartig in Erscheinung treten. Die Konglomeratbänke sind zwischen 1 und 5 m mächtig und weisen häufig einen quadratischen Querschnitt auf. Zudem sind sie massig strukturiert. Das Gefüge der meisten Konglomeratbänke ist komponentengestützt; einzelne dezimeterdünne Bänke können auch matrixgestützt sein. Das Konglomerat fällt durch die vielen gelbbraunen Flyschgerölle auf. Diese stammen hauptsächlich aus den nordpenninischen Flyschdecken (GASSER 1967), welche den Alpenrand zur Ablagerungszeit der Molassesedimente aufbauten (SCHMID et al. 1996). Interessanterweise enthalten einige Konglomeratbänke Gerölle mit einer reichen Nummulitenfauna. Dass es sich dabei um Erosionspro-

dukte ultrahelvetischer oder sogar südhelvetischer Flyschseinheiten handelt, kann nicht ganz ausgeschlossen werden (pers. Mitt. R. Herb 1995). Die Komponenten des Honegg-Mergels stellen offenbar die lokalen Abtragungsprodukte des damaligen Alpenrands dar. Hochenergetische Flüsse erodierten periodisch schmale, tiefe Rinnen und füllten diese mit grobgerölligem, schlecht sortiertem und mässig gerundetem Schutt auf. Die matrixgestützten Konglomeratbänke sind dabei vermutlich von Schlamm- und Schuttströmen abgelagert worden (SCHLUNEGGER et al. 1993). Zahlreiche Schlammströme, welche aus den mergelreichen Flyschserien stammten, führten offenbar zur Bildung der mächtigen Mergelsequenzen. Zudem zeigen sedimentologische Kartierungen (SCHLUNEGGER 1995), dass die Sedimente des Honegg-Mergels inaktivierte Schuttfächer und Rinnengürtelsysteme sukzessive seitlich eindeckten. Dass es sich beim Honegg-Mergel um Schürzen- oder Bajada-Schuttfächer handelt, wie bereits von SCHLUNEGGER et al. (1993) vermutet worden ist, kann dadurch eindeutig bestätigt werden.

Alter, laterale Fortsetzung: Magnetostratigraphische Datierungen implizieren, dass der Honegg-Mergel entlang des Prässerebach-Profiles im Zeitbereich zwischen etwa 24,2 und 23,4 Ma vor heute abgelagert wurde (SCHLUNEGGER et al. 1996, Fig. 2 u. 3b). Säugerreste aus der Fundstelle Prässerebach (Nr. 9 in Fig. 1b, 2 u. Tab. 1) im mittleren Abschnitt des Honegg-Mergels lassen lediglich einen biostratigraphischen Altersbereich zwischen MP29 und MN1 zu (SCHLUNEGGER 1991). Die Fundstelle Dürrenschwand (Nr. 8 in Fig. 1b, 2 u. Tab. 1), knapp 600 m nordöstlich der Fundstelle Prässerebach, enthält Zahnfragmente, welche der Säugereinheit MP28 entsprechen. Kleinsäugerzähne aus zwei weiteren Fundstellen ungefähr 5 km nordöstlich des Prässerebach-Profiles (Nr. 10 u. 11 in Fig. 1b, 2 u. Tab. 1) belegen ebenfalls ein biostratigraphisches Alter von MP28 für den Honegg-Mergel. Die biostratigraphischen Daten lassen vermuten, dass diese Formation eine mehr oder weniger isochrone Zone zwischen Thun und der Region Schangnau bildet. Kartierungen zeigen jedoch, dass der Honegg-Mergel gegen Osten sukzessive tiefer liegende Schichtlieder ersetzt und seine Basis folglich älter wird (SCHLUNEGGER 1995). So verzahnen sich die Sedimentgesteine des Honegg-Mergels westlich des Prässerebach-Profiles mit der Gunten-Quarzitnagelfluh, überlagern diese im Prässerebach-Profil, und ersetzen sie vollständig 5 km östlich des Prässerebachs. Im Gebiet von Schangnau überlagern die Schichten des Honegg-Mergels schliesslich die Uerscheli-Formation (Fig. 1b u. 2), deren Dach ein Alter von etwa 26 Ma vor heute aufweist (SCHLUNEGGER et al. 1996). Weiter östlich streicht der Honegg-Mergel diskordant unter die Überschiebungsfläche der helvetischen Decken und des Subalpinen Flyschs (HAUS 1937, SCHLUNEGGER 1991).

o_{3G} Gitzischöpf-Nagelfluh
 USM Ib, Chattien–Aquitaniens

Bei der Gitzischöpf-Nagelfluh, welche das Dach des Prässerebach-Profiles bildet und in den Gitzischöpf (Koord. 2623 998/1178 371) sehr gut aufgeschlossen ist, handelt es sich um eine 270 m mächtige Abfolge aus amalgamierten linsenförmigen Konglomeratkörpern, welche eine Mächtigkeit von 6 m und eine laterale Ausdehnung von etwa 100 m erreichen. Das massige bis horizontal geschichtete Konglomerat ist komponentengestützt und zeigt eine stark schwankende Geröllpetrographie. Die grössten Gerölle sind faust- bis kopfgross. Eingeschaltete dezimetermächtige Sandsteinlinsen sind ebenfalls massig strukturiert und zuweilen auch schrägschichtet. Dezimetermächtige rote Feinsand- und Tonlagen trennen die grossen Konglomeratlinsen voneinander ab.

Die Gitzischöpf-Nagelfluh bildet mit Bänken aus kristallinem Kalk-Nagelfluh und polymiktem Konglomerat eine sehr heterogene Einheit (Fig. 8). Bei der Kalk-Nagelfluh sind die Kieselkalkkomponenten am häufigsten vertreten. Bei der polymikten Nagelfluh machen die Kristallingerölle einen Anteil von bis zu 40% aus (SCHLUNEGGER 1991), und Quarzitgerölle fehlen. Auffällig sind dagegen grüne Plutonite und rote grobkörnige Granite sowie Gerölle von sauren Vulkaniten und Gneisen. Die Sandsteine zeigen in Analogie zu den Geröllspektren des Konglomerats grosse Wechsel (Fig. 3a). Die Gitzischöpf-Nagelfluh kann also als Einheit mit starken petrographischen Schwankungen charakterisiert werden.

Die Sedimente der Gitzischöpf-Nagelfluh werden aufgrund der sedimentologischen Merkmale als Ablagerungen eines verwilderten Flusses interpretiert. Wie in SCHLUNEGGER et al. (1993) gezeigt, handelt es sich um Ablagerungen eines lokalen Schuttfächers mit einem Radius von höchstens 4 km.

Alter, laterale Fortsetzung: Das Alter der Gitzischöpf-Nagelfluh wurde mit Hilfe magnetostratigraphischer Datierungen auf etwa 23 Ma vor heute festgelegt (Fig. 2 u. 3b). Das Zentrum dieser Formation befindet sich entlang des Prässerebachs in den Gitzischöpf. Der Nagelfluhkörper keilt schon nach etwa zwei Kilometern seitlich aus und wird durch den Honegg-Mergel abgelöst.

RALLIGEN-SCHUPPENZONE UND HILFERN-SCHUPPE

Untere Meeresmolasse (UMM)

Die flyschoiden und zum Teil plattigen Sandsteine und Mergel der Ralligen-Schuppenzone und der Hilfern-Schuppe werden nach dem jüngsten Stand der Kenntnisse zur Unteren Meeresmolasse gezählt (DIEM 1986). Die Zuweisung dieser Sedimente zu einer stratigraphischen Einheit hat vor dem Abschluss der Dissertation von B. Diem aber zu grösseren Kontroversen geführt, da die Schichten

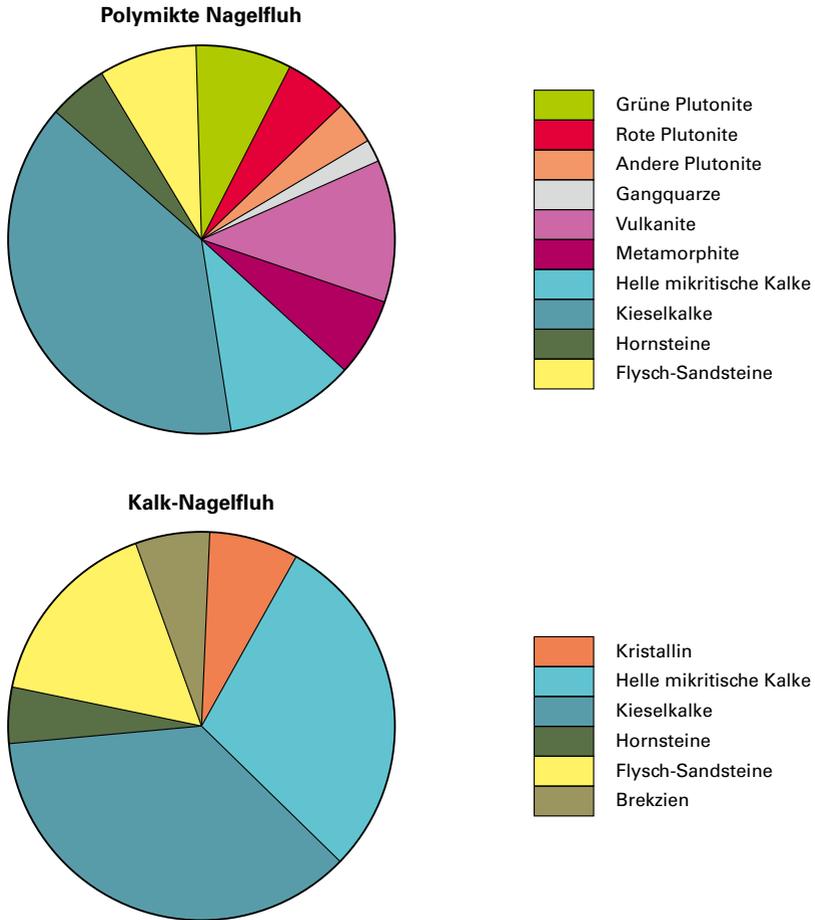


Fig. 8: Petrographische Zusammensetzung der Konglomerate in der Gitzischöpf-Nagelfluh (nach SCHLUNEGGER 1991).

weitgehend nach lithologischen Kriterien diskutiert wurden und Datierungen sowie prozessorientierte sedimentologische Analysen fehlten.

Bereits RÜTIMEYER (1850) teilte die Sedimente im Quellgebiet des Huetgrabe (z.B. im Mäscher bei Koord. 2625 696/1177 795) der Molasse zu. KAUFMANN (1886) interpretierte die Sequenz ebenfalls als Molasseablagerung. Die Schichten im

Quellgebiet des Huetgrabe scheinen allerdings den «Ralligschichten» und dem Flysch sehr ähnlich. So kartierten KAUFMANN et al. (1887) diese Sedimentgesteine schliesslich als «Unteren Flysch» und stellten sie ins Späte Eozän. Wie SCHERER (1966) allerdings vermerkte, sind widersprüchliche Angaben über die Alterszuteilung übermittelt. KAUFMANN (1886) schlug in einem Textabschnitt ein späteozänes Alter vor, in der dazugehörigen Überschrift erwähnte er aber ein früholigozänes Alter. Eine weitere geologische Aufnahme erfolgte von BECK (1911a). Er schied die im Quellgebiet des Huetgrabe und im Mäscher (Koord. 2625 696/1177 795) anstehenden Abfolgen als Molasseablagerungen aus und bezeichnete sie als «Ralligschichten». Die lithostratigraphische Korrelation mit dem Sandstein, der bei Ralligen am Thunersee ansteht, ist allerdings nach Ansicht von BECK (1911b, c) nicht gesichert. Nach der Darstellung von BECK (1911b, c) bildet dieser Sandstein und Mergel eine Abfolge, welche normalstratigraphisch über dem Konglomerat im Thunerseegebiet zu liegen kommt. Damit stellte BECK (1911a) die Gesteine im Gebiet Horrenbach – Ralligen ins Mittlere Miozän. Aufgrund von Molluskenfunden, welche in BAUMBERGER (1920) beschrieben sind, revidierte BECK (1946) seine Ansicht und stellte die Sequenz zwischen Mäscher und Ralligen ins Unterstam-pien (Rupélien). SCHERER (1966) revidierte die geologischen Arbeiten früherer Autoren und kam zum Schluss, dass im Gebiet zwischen Horrenbach und Ralligen drei unterschiedliche Molasseeinheiten zu kartieren sind: die «Ralligen-Formation», die «Gersterngraben-Formation» und die «Horrenbach-Formation». Wo-hingegen es als gesichert gilt, dass die «Ralligen-Formation» eine eigenständige Schuppe bildet, ist nicht klar, ob zwischen der «Horrenbach-Formation» und der «Gersterngraben-Formation» ebenfalls ein tektonischer Kontakt liegt. Falls ein solcher tatsächlich bestünde, dann wäre eine solche tektonische Störungszone nur von geringem Ausmass und somit von lokaler Bedeutung (SCHERER 1966, S. 75).

DIEM (1986) bearbeitete als letzter Autor die Sandsteine und Mergel zwischen Ralligen und dem Quellgebiet des Horrenbachs. Er verwendete dazu sedimentologische Beobachtungen und Altersangaben, welche auf planktonischen Foraminieren basieren. DIEM (1986) gliederte die Gesteine nach einem stratigraphisch-sedimentologischen Konzept, wonach die Untere Meeresmolasse (UMM) in drei Einheiten eingeteilt werden kann: (1) eine untere UMM, oder auch Hilfer-Formation (SCHLUNEGGER et al. 2016b), bestehend aus einer grossmassstäblich nach oben dickbankiger und grobklastischer werdender Sequenz aus Turbiditen und dazwischengeschaltetem Mergel, (2) eine mittlere UMM oder auch Grisigen-Mergel, welche weitgehend aus Mergelstein besteht, sowie (3) eine obere UMM oder auch Horw-Sandstein. Diese Einheit bildet den Übergang in die Untere Süsswassermolasse (USM) und zeichnet damit eine regressive, wellendominierte Küstensequenz auf. Gemäss DIEM (1986) stellen die Gesteine im Hangenden der Blueme-Beichle-Schuppe, welche von SCHERER (1966) als «Ralligen-Formation» bezeichnet wurden, die obere UMM dar. Die «Gersterngraben-Formation» und die «Horrenbach-Formation» bilden gemäss DIEM (1986) eine kontinuierliche tur-

biditische Sequenz innerhalb der unteren UMM, welche nach oben dickbankiger und grobklastischer wird. Damit konnte der komplizierte tektonische Bau von SCHERER (1966) vereinfacht werden, und dies ist auch der Grund, wieso das nomenklatorische Gerüst von SCHERER (1966) nicht mehr weiter verwendet wird.

Die vorliegende Arbeit folgt weitgehend den Resultaten von DIEM (1986). Analogerweise wird ein schmaler Streifen im Hangenden der Blueme-Beichle-Schuppe als tektonisches Melange ausgeschieden, das aus Sandsteinpaketen der oberen UMM («Ralligen-Formation» nach SCHERER 1966) und Mergel sowie Sandstein der unteren UMM besteht. Darüber folgt mit tektonischem Kontakt die Sandstein-Mergel-Wechselagerung der unteren UMM, welche die Hilfern-Schuppe aufbaut (DIEM 1986). Die Hilfern-Schuppe bildet im Gärsteregrabe (Koord. 2622 362/1175 463) eine Faltenstruktur, die gegen die Züseneegg und das Tönimoos nach Nordosten weiterverfolgt werden kann (SCHERER 1966, DIEM 1986). Dabei handelt es sich vermutlich um eine Rampenantiklinale mit einer lokalen Aufschiebung unterhalb der Falte, welche im Zusammenhang mit der Überschiebung der Hilfern-Schuppe auf die Blueme-Beichle-Schuppe gebildet wurde (s. Taf. I, Profil 1).

o_{1-2t} Tektonisches Melange aus Hilfern-Formation, Grisigen-Mergel und Horw-Sandstein
Oligozän

Die Ralligen-Schuppenzone besteht aus einem tektonischen Melange im Hangenden der Blueme-Beichle-Schuppe und enthält Schürflinge der Unteren Meeressmolasse. Die Schürflinge weisen unterschiedliche Mächtigkeiten auf und bestehen aus grauem massigem feinkörnigem Sandstein und Mergelstein. Nach DIEM (1986) handelt es sich beim Sandstein vorwiegend um abgeschürfte und zerscherte obere UMM (Horw-Sandstein). Eigene Beobachtungen zeigen allerdings, dass Schürflinge aus unterer UMM (Hilfern-Formation) und Grisigen-Mergel ebenfalls vorkommen. Häufig können aber die Sedimentgesteine, welche das tektonische Melange bilden, nicht eindeutig zu einer der drei UMM-Einheiten zugewiesen werden.

Das tektonische Melange entstand vermutlich in der Zeit zwischen Rupélien und frühem Chattien.

o_{1-2H} Hilfern-Formation
Rupélien

Die Hilfern-Formation kommt im Gebiet von Blatt Beatenberg als Wechselagerung von dezimeter- bis metermächtigen Sandsteinbänken und Mergellagen vor. Die mächtigeren Sandsteinbänke sind meistens massig ausgebildet und mittel- bis grobkörnig. Die dezimetermächtigen Sandsteinbänke sind dagegen fein- bis mittel-

körnig und zeigen Hinweise auf eine Ablagerung aus Trübeströmen (normalgradierte Basis, z.T. parallellaminierte Lagen mit Rippelschichtung im Dach und Wulstschichtungen). An der Basis des Sandsteins sind Strömungsmarken häufig. DIEM (1986) interpretierte diese Sedimentgesteine als turbiditische Ablagerung.

Eine Alterszuweisung der Hilfern-Formation basiert auf planktonischen Foraminiferen, welche im Bereich des Rüeeggshubel gefunden wurden. Dort sind Mergel und grobkörniger Sandstein aufgeschlossen. Aus den Mergelproben wurde dabei folgende Fauna beschrieben (DIEM 1986, S.505): *Globigerina officinalis*, *Globigerina ouachitaensis*, *Globigerina praebulloides* und *Globigerina ciproensis*. Damit konnte DIEM (1986) ein früh- bis mitteloligozänes Alter für die Gesteine am Rüeeggshubel (Koord. 2624215/1176 634) bestimmen und den nur sporadisch und sehr lückenhaft aufgeschlossenen Sandstein und Mergel rund um das Quellgebiet des Horrenbachs mit den sehr gut aufgeschlossenen Sequenzen des Entlebachs sedimentologisch und lithostratigraphisch korrelieren. Diese Korrelation lieferte schliesslich auch die Begründung, wieso die Unterteilung SCHERERS (1966) in eine «Gersterngraben-Formation» und eine «Horrenbach-Formation» nicht mehr haltbar war. Schliesslich war mit den Foraminiferenfunden auch der Nachweis erbracht, dass es sich beim Sandstein am Rüeeggshubel um die Hilfern-Formation handelt (DIEM 1986) und die Zuweisung zur «Ralligen-Formation», wie von SCHERER (1966) vorgeschlagen, wahrscheinlich nicht korrekt ist.

UNTERHELVETIKUM

AAR-MASSIV

AUTOCHTHONE UND PARAUTOCHTHONE SEDIMENTGESTEINE

Nordhelvetische Flysch-Gruppe

- o_{1E-M}** **Elm- und Matt-Formation**
 Rupélien
- o_{1q}** *Quarzsandstein*

Die Gesteine der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe kommen nur im südöstlichsten Gebiet von Blatt Brienz, in der Rosenlau, vor. Es handelt sich dabei um dunkelgrauen, häufig etwas Glimmer führenden, schiefrigen Tonstein und Mergel sowie grauen, fein- bis grobkörnigen Sandstein der Elm- und Matt-Formation. Gut aufgeschlossen, jedoch schwer zugänglich, sind die Gesteine der Elm- und Matt-Formation im Bachtobel des nördlichen Ausgangs der Gletscherschlucht Rosenlau unmittelbar vor der Einmündung in den Rychenbach.

SUBALPINE FLYSCH-ZONE

Die Gesteine der Subalpinen Flysch-Zone wurden erstmals in der Karte von RÜTIMEYER (1850) klar von den Molasseablagerungen getrennt dargestellt. Auch flyschfremde Komponenten wurden bereits ausgewiesen. HAUS (1937) kartierte ebenfalls eine Subalpine Flysch-Zone am Nordhang des Hohgants. Weiter nördlich untersuchte FURRER (1949) die «Randflyschzone» und postulierte einen südhelvetischen Ablagerungsraum für die Flyschgesteine. Im Gebiet zwischen Emme und Thunersee lieferte REBER (1964) wichtige Grundlagen für die Subalpine Flysch-Zone, welche im Atlasblatt Beatenberg berücksichtigt wurden. Zudem stützen sich die nachfolgenden Angaben zum südhelvetischen Flysch auf die neusten Untersuchungen im Gebiet von Atlasblatt Sörenberg (BAYER et al. in Vorb.).

f_{SH} Südhelvetischer Flysch Priabonien–Rupélien

Beim südhelvetischen Flysch handelt es sich um eine stark zerscherte und verfaltete, von Kalzitadern durchzogene Abfolge aus dunkelgrauem, schiefrigem tonigem Mergel und zentimeter- bis dezimetermächtigen Feinsandsteinlagen. Der Sandstein hat einen splittrig-muscheligen Bruch und zum Teil einen öligen schwarzen Glanz. Er wurde daher auch als «Ölquarzit» bezeichnet. Als Sedimentstrukturen werden Parallellamination, Rippelschichtung und Wulstschichtung beobachtet. Einige der Sandsteinbänke sind stark bioturbirt. Eine Nannofossilienanalyse an einer Flyschprobe von der Zettenalp ergab eine Einstufung in die Nannozone NP19, was dem Priabonien entspricht (BAYER et al. in Vorb.).

Innerhalb des südhelvetischen Flyschs kommen Zonen mit Gesteinen vor, die an das Habkern-Melange im Bärselbach (Blatt Sörenberg) erinnern (BAYER 1982, S. 226ff., BAYER et al. in Vorb.). So fielen schon REBER (1964) Blöcke aus Alberese-Kalk und «Ölquarzit» auf, wie sie für den spätkretazischen Teil des Schlieren-Flyschs typisch sind. BAYER (1982, S. 121) konnte in einem Flyschaufschluss an der Schörizegg in der Nähe von Alberesekalk-Blöcken ein Campanien-Maastrichtien-Alter belegen. REBER (1964) beschrieb aber auch Blöcke von spätkretazischem Leimern-Kalk, die von «Flyschmergel» umhüllt sind. Sein grösstes Interesse fanden aber auf der Schörizegg und Zettenalp Brekzien und Konglomerate, die zu einem grossen Teil aus aufgearbeitetem Habkern-Granit bestehen. Er erwog ein priabones Alter für diese Gesteine. Sie sind auf der Schörizegg mit Blöcken von Habkern-Granit assoziiert, deren Gesamtvolumen mehrere tausend Kubikmeter erreichen dürfte. REBER (1964) verglich diese Gesteinsvorkommen mit einem Vorkommen von Brekzien und Konglomeraten im Bärselbach bei Sörenberg, das bereits SODER (1949, Abb. 9, S. 80) beschrieben hatte. Es gehört zu einem Flysch, der nun als Nannozone NP17 (Bartonien) datiert wurde (BAYER et al. in Vorb.). Im Unterschied zum Bärselbach enthalten die wahrscheinlich jüngerem

Konglomerate und Brekzien auf Schörizegg und Zettenalp aber auch Blöcke von Sedimentgesteinen aus einer mesozoischen Schichtreihe. REBER (1964) brachte diese mit der Klippen-Decke in Verbindung. Auch hier sind grosse Blöcke vorhanden. Am weitesten sind Echinodermenkalke des Lias verbreitet, deren grösster Block auf der Zettenalp ein Volumen von mehreren tausend Kubikmeter erreicht. Es wird angenommen, dass es sich bei diesen Gesteinsvorkommen um das jüngste, heute in der Schlieren-Decke nicht mehr erhaltene Schichtglied des Schlieren-Flyschs handelt (BAYER et al. in Vorb.). Es wurde abgelagert, bevor der Abhang des Akkretionskeils zusammenbrach und im Vortief das Habkern-Melange gebildet wurde. Dieses Melange wurde dann von der vorrückenden alpinen Deformationsfront erfasst. Teile davon glitten als Olistolithe in den Ablagerungsraum des südhelvetischen Flyschs, wo sie heute in der Subalpinen Flysch-Zone zu finden sind («outrunner blocks», ENGVIK et al. 2006).

BECK (1911a) beschrieb beim Hubelhörnli (Koord. ca. 2626 200/1177 900) einen kleinen Aufschluss, wo Gips und Dolomit mit südhelvetischem Flysch in Kontakt stehen. Leider konnte dieser Aufschluss nicht mehr aufgefunden werden.

o_{IT} *Olistolithe bzw. Schürflinge aus Taveyannaz-Formation
(?Priabonien-Rupélie)*

c_L *Olistolithe bzw. Schürflinge aus Leimern-Kalk (Späte Kreide)*

Grössere Blöcke aus Taveyannaz-Formation wurden südwestlich und nordöstlich der Zettenalp wie auch westlich und südlich der Ralligstöck ausgeschieden. Bei Bodmi (Koord. 2624 000/1175 600) wurde ein grösserer Block aus Leimern-Kalk kartiert.

Ablagerungsbereich, Alter: Der südhelvetische Flysch wurde durch Trübestrome im tiefen Meer abgelagert. Die nahe fazielle Verwandtschaft des südhelvetischen Flyschs zu den Gesteinen des Späten Eozäns der Drusberg-Decke lassen darauf schliessen, dass dessen Sedimente unmittelbar südlich anschliessend an diejenigen der Drusberg-Decke abgelagert wurden (GIGON 1952, S. 124). Das Alter entspricht dem Späten Eozän (REBER 1964), was jüngst anhand von Analysen von Nannofossilien aus südhelvetischen Flyschproben bestätigt wurde (BAYER et al. in Vorb.). Die Blöcke aus Taveyannaz-Formation implizieren jedoch, dass die Sedimentation bis ins Rupélie angedauert hat.

OBERHELVETIKUM

Das Oberhelvetikum nimmt mehr als drei Viertel der Kartengebiete der Blätter Brienz und Beatenberg ein. Es besteht aus jurassischen Tonsteinen, Mergeln und Kalken der Axen-Decke, in der Drusberg-Decke vorwiegend aus kretazischen Kalken und Mergeln mit eozäner Bedeckung aus Quarzsandsteinen, Kalken und Mergeln sowie dem Flysch des Habkern-Melanges. Eine Übersicht der lithostratigraphischen Einheiten des Oberhelvetikums und deren chronostratigraphische Einordnung gibt die Figur 9.

AXEN-DECKE

Jura

I₄₋₅ Sexmor-Formation Pliensbachien

An der Strasse von Bönigen nach Iseltwald, zwischen Rüti und Erschwanden, tritt am Südwestrand des Kartengebiets von Blatt Brienz und im Südosten des Gebiets von Blatt Beatenberg in vier kleinen Aufschlüssen frühjurassischer Kalk zu Tage. Es handelt sich dabei um bläulichen bis blaugrauen feinspätigen kieseligen Kalk, der braun verwittert und etwa 6 m mächtig ist (Fig. 10). Selten sind im Kalk Pecten und Belemniten erhalten. Darüber folgt ein Echinodermenkalk, der auch gerundete Quarz- und Dolomitkörner enthält, die herauswittern, eine hellgelbe Farbe aufweisen und so dem Gestein oberflächlich ein geflecktes Aussehen verleihen. Diese fossilreichere, bis 3 m mächtige Schicht konnte von SEEBER (1911) aufgrund eines Fundes eines gut erhaltenen Brachiopoden (*Terebratula punctata*, heute *Lobothyris punctata*) zweifelsfrei als Früher Jura datiert werden. Es gibt keine genauere stratigraphische Analyse dieses frühjurassischen Vorkommens. Anhand der lithologischen Beschreibung handelt es sich mit einiger Wahrscheinlichkeit um Gesteine aus der Sexmor-Formation. Eine Zugehörigkeit zur Spitzmeilen-Formation ist aber nicht ausgeschlossen.

Dieses aussergewöhnliche Vorkommen von frühjurassischen Gesteinen am Brienersee ist schwierig zu erklären und gibt Anlass zu tektonischen Spekulationen. PILLOUD (1990) sieht darin ein überschobenes Klemmpaket, das in Analogie zum Lias im Kiental (ZWAHLEN 1993) dem Bundstock-Element zugeordnet wird.

Fig. 9: Litho- und chronostratigraphisches Übersichtsdiagramm vor der Deckenbildung im Querschnitt Oberhelvetikum - Unterhelvetikum - Molassebecken (nach HÄNNI 1999). Die stratigraphischen Verhältnisse des Mesozoikums im Autochthon sind nach KREBS (1925), diejenigen des Molassebeckens nach BÜCHI et al. (1965) dargestellt. Die horizontale Achse ist nicht skaliert.

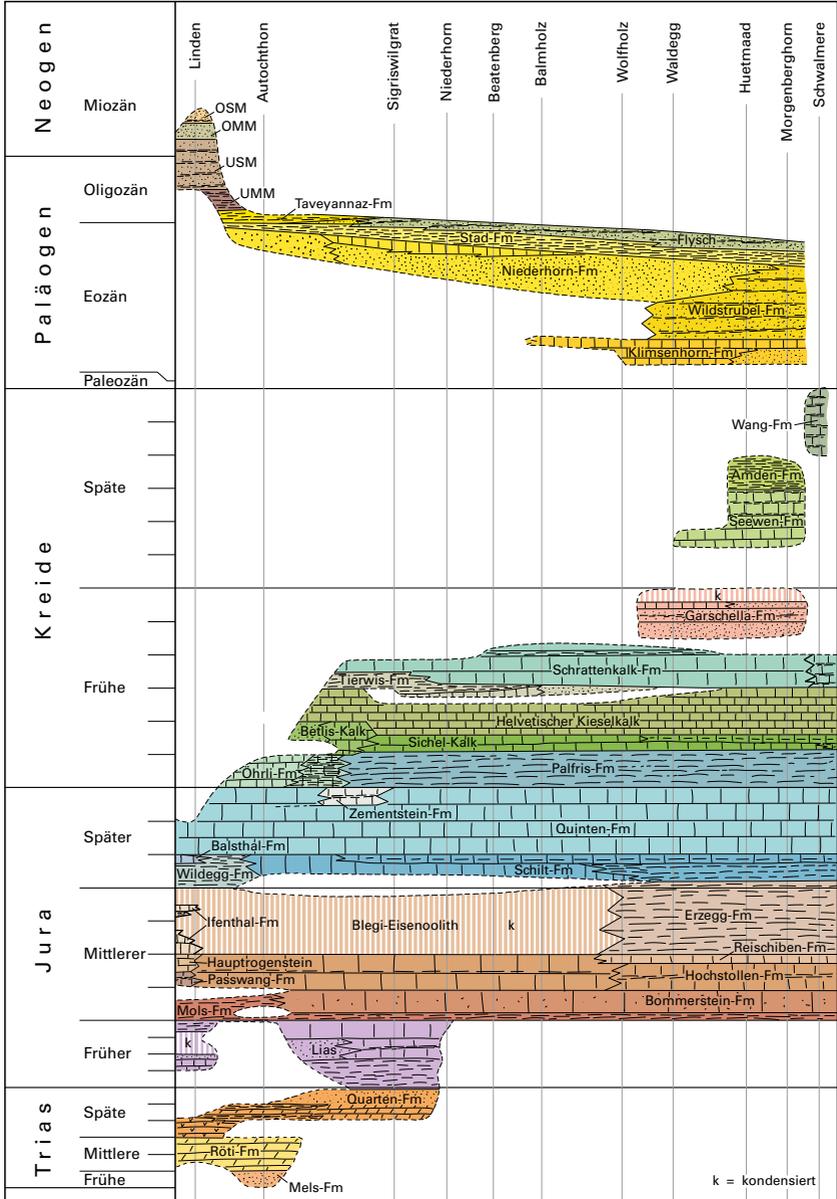




Fig. 10: Die Sexmor-Formation bildet eine massive Felswand, die für den Bau einer Betonstütze des Wäldliviadukts der A8 angeschnitten wurde (Koord. 2636950/1171000). Vereinzelt sind im Kalk stark verwitterte Fossilreste zu finden. Blick in Richtung Osten. Foto R. Hänni, 2021.

Weil die Überschiebung der Axen-Decke hier unvermittelt einem tieferen stratigraphischen Horizont folgt, ist dieses frühjurassische Vorkommen ein Indiz für präorogene beziehungsweise syndesimentäre Bruchtektonik am nördlichen Beckenrand der zukünftigen Axen-Decke.

Bommerstein-Formation Toarcien – frühes Bajocien

Der Bommerstein-Formation werden heute im Sinne von SPÖRLI (1966) zwei Member zugeordnet: Das Mols-Member besteht aus dem von TRÖHLER (1966) als «basaler Tonschiefer» beschriebenen schiefrigen Tonstein und bildet den unteren Teil der Formation. Das Glockhaus-Member enthält die Abfolge aus eischüssigem Sand- und Tonstein sowie Echinodermenkalk, die von TRÖHLER (1966) am Glogghüs oberhalb des Melchsees (Blatt Innertkirchen) als «Glockhaus-Serie», ursprünglich im Sinne einer eigenen Formation, beschrieben wurde. Der Formationsname geht auf die von DOLLFUS (1965) in der Ostschweiz beschriebene «Bommerstein-Serie» zurück, die als Synonym zum Glockhaus-Member zu verstehen ist.

Die primäre stratigraphische Mächtigkeit der Bommerstein-Formation lässt sich aufgrund der intensiven Verfaltung nicht genau bestimmen. Sie dürfte mehr als 500 m betragen und gegen den südlichen Faziesraum hin zunehmen.

I₆-a₁ *Mols-Member*

Das Mols-Member bildet den unteren Teil der Bommerstein-Formation. Die Typlokalität des Mols-Members befindet sich südlich von Walenstadt (DOLLFUS 1965). Ältere Synonyme sind «Opalinusschiefer», «basale Tonschiefer» oder «untere Aalénien-Schiefer».

Das Mols-Member besteht aus grauschwarzem, Sand führendem, praktisch kalkfreiem schiefrigem Tonstein mit vielen Pyritkonkretionen. In den Kartengebieten kann dieses Member nur im südlichen Faziesbereich ausgeschieden werden und kommt nur sehr vereinzelt vor, so im Gebiet von Blatt Brienz beispielsweise im Antiklinalkern beim Seilibach (Koord. 2654 500/1173 600) sowie unmittelbar über der Deckenüberschiebung in der Rosenlauri oder im Gebiet von Blatt Beatenberg im Tüscherswald, östlich von Bönigen.

Unter- und Obergrenze: Die stratigraphische Untergrenze ist nirgends abgeschlossen. Das Mols-Member bildet über weite Strecken den Abscherhorizont der Axen-Decke und ist gegen unten durch die Deckenüberschiebung begrenzt. Die unscharfe Obergrenze wird dort gezogen, wo erste Sandsteinknöllchen und -flasern in den schiefrigen Tonstein eingelagert sind oder dünne quarzitisches Lagen auftreten (GÜNZLER-SEIFFERT 1924). Die Unterscheidung zum ebenfalls schiefrigen basalen Teil des Glockhaus-Members ist insbesondere in der südlichen Fazies schwierig. Nach TRÖHLER (1966) wird ebenflächig spaltender, schiefriger Tonstein, der mit fünfprozentiger Salzsäure nicht reagiert und einen insgesamt geringeren Feinsand- und Siltgehalt aufweist, dem Mols-Member zugeordnet. Sobald der Tonstein eine Reaktion zeigt, wird er dem Glockhaus-Member zugeordnet.

a₂ *Glockhaus-Member*

Das Glockhaus-Member bildet den oberen Teil der Bommerstein-Formation und enthält im Kartengebiet von Blatt Brienz als lithostratigraphische Bänke den «Oberen Tonschiefer» und den «Grenzquarzit». Ältere Synonyme des Glockhaus-Members sind «Eisensandstein(-Gruppe)», «Unterer Dogger» oder «Bommerstein-Serie».

Das Glockhaus-Member umfasst eine meist regellose Abfolge von Tonstein, Kalksandstein, Echinodermenkalk und Quarzsandstein, die nur unscharf und lediglich im südlichen Faziesbereich in einen unteren, schiefrigen und leicht sandigen Abschnitt, einen mittleren Bereich mit dickbankigem Sandstein und einen oberen, schiefrigen Abschnitt mit quarzitisches Sandsteinbänken und Echinodermenkalk an der Obergrenze gegliedert werden kann.



Fig. 11: Rostig verwitterte Fossilreste im knaurigen grauen Sandkalk des Glockhaus-Members. Linkes Ufer des Rychenbachs in der Rosenlauri (Koord. 2654577/1170081). Foto S. Strasky, 2020.

Charakteristisch für die gesamte Gesteinsabfolge ist die knaurige, rostige Anwitterung und die durch starke Bioturbation undeutliche Bankung (Fig. 11). Der typische dickbankige «Eisensandstein» ist ein fein- bis mittelkörniger (seltener grobkörniger), feinspätigen Kalzit und Glimmer führender, eisenschüssiger Sandstein mit kieseligem Zement und geringem Kalkgehalt. Der knorrig-wulstige Aspekt dieses harten Sandsteins geht auf Bioturbation zurück, mit oft subparallelen Röhren von bis 2 cm Durchmesser und konkav gefüllten Vertiefungen. Die häufig angerundeten Sandkörner bestehen aus Quarz. Im frischen Bruch ist das Gestein je nach Sandgehalt hell- bis dunkelgrau. Das Gestein wittert rostbraun bis schwarzgrau an und zeigt besonders bei verwitterter Oberfläche die typisch knolligen Schichtflächen mit splittrigem, unregelmäßigem Bruch. Innerhalb der 0,4–0,8 m mächtigen Schichten treten Tonflasern zum Teil nur als schwarze Maserung auf, weit häufiger aber sind sie als Ablösungsflächen innerhalb der Schicht deutlich ausgeprägt, was zu der knorrig-erscheinung führt. Karbonathaltiger schiefriger Tonstein und Tonflasern sind höchstens im Meterbereich durchgehend und zeichnen keine durchgehende Bankung. Sowohl im frischen Bruch als auch angewittert sind sie dunkelgrau bis schwarz, mit in Flasern angereichertem Glimmer.

Obergrenze, Ablagerungsbereich, Alter: Die Obergrenze des Glockhaus-Members befindet sich bei der ersten durchgehenden schiefrigen Tonsteinlage an der Basis der Hochstollen-Formation.

Das Glockhaus-Member entstammt einer marinen Flachwasserfazies mit reicher Bodenfauna, stark wechselnden Sedimentationsbedingungen und reichlich detritischer Materialzufuhr. Zeitlich reicht das Glockhaus-Member vom mittleren Aalénien bis ins frühe Bajocien, was durch entsprechende Ammonitenfunde von TRÖHLER (1966) belegt wurde (*Ludwigia murchisonae*, *Ludwigia concava* [heute *Graphoceras concavum*] und *Sonninia sowerbyi* [heute *Sonninia mesacantha*]).

a_{2t} «Oberer Tonschiefer»

Der «Obere Tonschiefer» befindet sich südlich der Linie Faulhorn–Wandelhorn über dem grobbankigen «Eisensandstein». Darüber folgt stets der «Grenzquarzit». Lithologisch handelt es sich nicht um reinen schiefrigen Tonstein, sondern um schiefrigen, Quarzsilt führenden Mergel mit zahlreichen, bis 1 mm grossen Crinoiden- und Muschelresten. Der Mergel umfliesst schlierig typischerweise handtellergrosse Quarzsandstein- bis Quarzitulinsen. Dadurch erscheint diese Einheit insgesamt nicht mehr dickbankig, sondern schiefrig («oberer, schiefriger Eisensandstein» in GÜNZLER-SEIFFERT 1925). Der Mergel verwittert grau mit rost-orangen Flecken. Die Mächtigkeit beträgt oft nur wenige Meter bis maximal 50 m im Oberlauf des Giessbachs.

a_{2q} «Grenzquarzit»

Der «Grenzquarzit» tritt im mittleren und südlichen Faziesbereich in der Axen-Decke auf, namentlich im Gebiet Faulhorn–Gärstenhorn. Das östlichste Vorkommen im Kartengebiet befindet sich beim Wandelhorn. Die Mächtigkeit ist unterschiedlich und diskontinuierlich. Beim Wandelhorn beispielsweise wird der «Grenzquarzit» durch einen lateralen Bruch begrenzt. Die Mächtigkeit der gesamten Abfolge beträgt maximal 55 m. Die Obergrenze zur Hochstollen-Formation (Bietenhorn- bzw. Schwarzhorn-Member) ist scharf und konkordant.

Lithologisch handelt es sich typischerweise um quarzitische Sandsteinbänke (Fig. 12) von bis zu 10 m Mächtigkeit, die durch 5–20 cm mächtige schiefrige Mergellagen getrennt sind. Die Sandsteinbänke sind dem «Eisensandstein» ähnlich. Der Mergel ist im frischen Bruch hell- bis dunkelgrau und verwittert schwarz bis ockergrau mit rostroten Flecken. In der Abfolge treten auch linsenförmiger, mittel- bis grobbankiger Echinodermenkalk und sandig-spätiger Kalk auf, wobei der Anteil an Echinodermenkalk im Ostteil der Faulhorngruppe zunimmt. Der Kalk weist ausserdem unbestimmbare Crinoiden-Stielglieder auf, oft massenhaft feinste Muschelschalentrümmer und selten sehr kleine Rhynchonellen und Terebrateln.



Fig. 12: Steilgestellter «Grenzquarzit» mit dem für Silikatgesteine typischen Flechtenbewuchs der gelblich grünen *Rhizocarpon geographicum* (links) im Dach des Glockhaus-Members. Giessbach südlich des Gärstenhoren bei Koord. 2647243/1170844 (Blick in Richtung Osten). Foto S. Strasky, 2020.

Hochstollen-Formation Bajocien

Die Hochstollen-Formation wurde ursprünglich von TRÖHLER (1966) im Gebiet nordwestlich des Haslibergs als «Hochstollen-Serie» definiert. Diese beinhaltet von unten nach oben «Sandige Ton- und Kalkschiefer», eine «Wechselagerung» und «Echinodermenbrekzie», die durch Übergänge miteinander verbunden sind. Die «Echinodermenbrekzie» entspricht nach heutiger Nomenklatur der Reischiben-Formation.

Speziell für das Berner Oberland zwischen Lauterbrunnen- und Kiental wurden von PILLOUD (1990) Typusprofile für das Bietenhorn-Member («Sandige Ton- und Kalkschiefer») und das Schwarzhorn-Member («Wechselagerung») beschrieben. Die beiden Member repräsentieren unterschiedliche Faziesräume mit heterochroner Abgrenzung (Fig. 13).

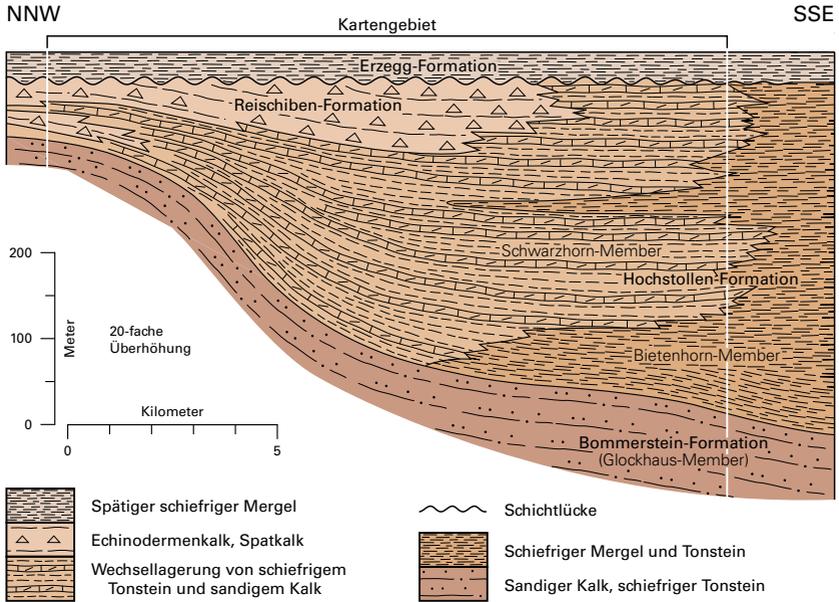


Fig. 13: Lithofazielle und lithostratigraphische Gliederung der Hochstollen- und Reischiben-Formation (nach PILLOUD 1982).

i_{1B} *Bietenhorn-Member*

Das Bietenhorn-Member wurde von PILLOUD (1990) definiert und von früheren Bearbeitern als «Sandige Kalk- und Tonschiefer an der Basis der Hochstollen-Formation» (TRÖHLER 1966) oder als «Tonschiefer an der Basis der Schwarzhorn-Schichten» (GÜNZLER-SEIFFERT 1925) bezeichnet. Die Typlokalität befindet sich am Bietenhorn/Schwarzbirg im Schilthorngebiet (PILLOUD 1990). Dort besteht die Hochstollen-Formation fast ausschliesslich aus dem Bietenhorn-Member.

Lithologisch handelt es sich um dunkelgrauen, stark verschieferten, glimmerreichen tonig-kieseligen Sandkalk mit schwach erkennbaren schwarzen Schmitzen. Im Gelände wittert diese Schicht zurück. Die Verwitterungsfarbe ist stets dunkelgrau bis schwarz. Das Gestein spaltet entlang der Schieferung und Schichtung, und es kann vereinzelt schwarzen, innen jedoch graublauen Echinodermenkalk mit fast kohligem Tonlagen, groben Quarz und Pyrit enthalten. Stratigraphisch oberhalb des mittleren Drittels der Abfolge ist bisweilen eine stärker verkieselte, 2m mächtige Bank mit kantigem Bruch vorhanden, die durch Flechtenbewuchs und helle Färbung auffällt. Im Dach findet sich leicht verschieferter, stark biotur-

bierter kieseliger Mergel mit knorrigem Habitus, der bräunlich schwarz anwittert. Die Mächtigkeit dieses Mergels nimmt gegen Westen zu, während im Osten dünne Kalkbänke mit knorrigem Bruch auftreten.

Diese pelitische Serie stellt den Übergang vom distalen Fächer des Schwarzhorn-Members zur Beckenfazies (Bietenhorn-Member) dar. Der tiefere Faziesbereich ist im Süden deutlich mächtiger entwickelt. Im vorliegenden Kartengebiet ist das Bietenhorn-Member, mit Ausnahme der Aufschlüsse südlich des Militärflugplatzes Meiringen und jenen im Riedwald am Brünigberg, ausschliesslich im Südosten des Kartengebiets von Blatt Brienz, südlich der spätjurassischen Gesteine vorhanden. Das Bietenhorn-Member kommt nicht durchgehend vor und kann abrupt aussetzen. Seine Mächtigkeit beträgt im Kartengebiet 15–25 m.

Die mineralogische Zusammensetzung der auftretenden Gesteine zeigt eine grosse Variation. Im Gebiet der Axalp besteht der detritische Anteil aus feinkörnigem Quarz (25 %), Tonmineralen (15 %), Karbonatgesteinsbruchstücken (10 %) und Glimmer (5 %); vereinzelt sind Bioklasten (5 %) – vor allem Spongiennadeln – sowie opake Minerale (5 %) erkennbar; der Zement ist karbonatisch-kieselig (PILLOUD 1982).

Unter- und Obergrenze: Die Untergrenze befindet sich über der obersten Sandkalkbank des Glockhaus-Members beziehungsweise des «Grenzquarzits». Die Obergrenze ist wegen der stratigraphischen Verzahnung mit dem Schwarzhorn-Member unscharf. Sie wird dort gezogen, wo die durchgehenden, schwächer bioturbierten Bänder des Schwarzhorn-Members einsetzen.

i₁₅ *Schwarzhorn-Member*

Das Schwarzhorn-Member wurde von GÜNZLER-SEIFFERT (1924) nach dem Schwarzhorn (Schwarzhoren auf neueren topographischen Karten) im Faulhorngebiet benannt. In der älteren Literatur wird dieses Member auch nach dem Spurenfossil *Cancellophycus* (heute *Zoophycos* isp.) als «Cancellophycus-Schichten» (SEEBER 1911) benannt.

Das Schwarzhorn-Member ist zum überwiegenden Teil eine monotone, deutliche Wechsellagerung von typischerweise 20–60 cm mächtigen, hellen kieseligen spätigen Kalkbänken und dunklem, meistens ebenfalls kieseligem schiefrigem Mergel und Tonstein in häufig ungefähr gleichen Anteilen (Fig. 14). Der Kalk zeigt eine raue, durch Fossilbruchstücke sandig anzufühlende Verwitterungsrinde, zum Teil mit schwarzen Tonhäuten. Die Verwitterungsfarbe ist braun bis dunkelgrau. Die sandigen Partien wittern stets braun an. An der Basis einer spätigen Kalkbank tritt häufig eine dünne Lage mit gröberen bioklastischen Komponenten (Bryozoen- und Muschelfragmente sowie benthonische Foraminiferen) auf. Neben diesen groben Bioklastika enthält das Gestein Schwammnadeln und feine Echinodermenbruchstücke. Selten sind darin auch Silexknollen enthalten.



Fig. 14: Eindrucksvoll verfaltete monotone Wechsellagerung des Schwarzhorn-Members. In Äbewegen im Lüttschental (Koord. 2646900/1172050), Blick in Richtung Ostsüdost. Foto S. Strasky, 2020.

Sedimentstrukturen sind wegen Bioturbation und Verkieselung meist nur noch an der Basis der spätigen Kalkbänke in Form einer gewellten Lamination sichtbar. In den pelitischen Gesteinen kann bei günstigen Aufschluss- und Anwitterungsverhältnissen *Zoophycos* sp. beobachtet werden (PILLOUD 1990). Die Abfolge wird von PILLOUD (1990) als Sediment eines submarinen Kalkturbiditfächers interpretiert. Die lithologische Variabilität reicht entsprechend von eher pelitisch dominierten schiefrigen Gesteinen mit wenigen spätigen Kalklagen bis zu vorwiegend grobkörnigem spätigem Echinodermenkalk mit geringem Anteil an Peliten. Ein Referenzprofil befindet sich bei der Lokalität Im Steischlag bei Isenfluh (Blatt Lauterbrunnen, Koord. 2635500/1163450).

Die Mächtigkeit des Schwarzhorn-Members nimmt von etwa 50 m im Norden gegen den südlichen Faziesbereich auf 350 m zu (ROWAN 1993). Im Norden endet das Vorkommen abrupt an der Aabeberg-Störung (PILLOUD 1990). Bei diesem teilweise reaktivierten synsedimentären Bruch handelt es sich um die mögliche Fortsetzung der Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung (HÄNNI 1999; s. a. Kap. Tektonik).

Die Obergrenze zur Reischiben-Formation ist verzahnt. Sie ist dort festgelegt, wo der kieselige Mergel der Wechsellagerung zum letzten Mal durchgehend auftritt. Wo die Reischiben-Formation fehlt, liegt die Grenze beim Wechsel zur Erzegg-Formation.

i₂ Reischiben-Formation Bajocien – frühes Bathonien

Die Reischiben-Formation besteht aus massigem, fein- bis grobspätigem Echinodermenkalk bis gut gebanktem sandigem spätigem Kalk. Einzelne Bänke sind häufig dezimeter- bis maximal metermächtig und durch höchstens dünne Mergellagen getrennt. Der spätige Kalk enthält Quarz- und seltener Dolomitkomponenten, und oft finden sich Schlieren von feinstspätigem Kalk, sandige bis stark kieselige Lagen sowie Hornsteinbänder. Die Gesteine der Reischiben-Formation zeigen eine graue, der Echinodermenkalk zum Teil auch eine gelblich rote Anwitterungsfarbe. Sie treten im Gelände als Rippen hervor. In angewittertem Zustand ist teilweise eine Schrägschichtung erkennbar und die Oberfläche ist rau. Die maximale Mächtigkeit im Gebiet von Blatt Brienz beträgt im Südteil 60 m. Gegen Norden nimmt die Mächtigkeit bis zum vollständigen Auskeilen ab.

Der Name geht auf DOLLFUS (1965) zurück und bezieht sich auf das Typusprofil bei der Raischibe (Reischiben auf älteren topographischen Karten) südlich von Walenstadt. TRÖHLER (1966) behandelte den Echinodermenkalk nicht als eigene Formation, sondern im Sinne eines Members der «Hochstollen-Serie», das gewissermassen ein Leitgestein des mittleren helvetischen Doggers darstellt. Er beschrieb auch die gegen Süden zunehmende Vermergelung des Echinodermenkalks.

Die Obergrenze befindet sich mit dem Aussetzen des Echinodermenkalks beim Wechsel zur Erzegg-Formation oder, wo diese fehlt, beim obersten Hartgrund (Blegi-Eisenoolith) beziehungsweise der Basis der Schilt-Formation.

i₃ Erzegg-Formation spätes Bajocien – Callovien

Die Erzegg-Formation wurde erstmals von TRÖHLER (1966) als «Erzegg-Serie» beschrieben. Sie ersetzt seither mindestens teilweise ältere Begriffe wie «Oxfordschiefer s.l.», «Oberer Dogger» oder «Callovo-Oxfordien». Die Erzegg-Formation kommt nur westlich des Engelbergertals vor und weist im Gental die grösste Mächtigkeit auf. Westlich der Aare ist sie nur südlich der Aabeberg-Störung vorhanden, nördlich davon tritt an ihre Stelle – wie in der Ostschweiz – der Blegi-Eisenoolith. Die Erzegg-Formation lässt sich nach KUGLER (1987) mit dem Seetzal-Member vergleichen, das in der Ostschweiz den unteren Teil der Schilt-Formation aufbaut.



Fig. 15: Ebenflächiger schiefriger toniger Mergel der Erzegg-Formation am Wandelbach bei Koord. 2652 947/1174 616. Foto S. Strasky, 2020.

Lithologisch besteht die Erzegg-Formation vorwiegend aus grauem bis schwarzem blättrig-plattigem, ebenflächigem schiefrigem tonigem Mergel (Fig. 15) mit einzelnen Mergelkalkbänken von bis zu 10 cm Dicke und charakteristischen Phosphatknollen und pyritifizierten Fossilien. Mengenmässig untergeordnet treten schiefriger, Glimmer führender sandig-kalkiger Tonstein mit unscharf begrenzten Kieselkalkbänken sowie eine regelmässige Wechsellagerung von schwarzem schiefrigem, tonig-sandigem spätigem Kalk mit kieseligem Mergelkalk in Bändern von 8–15 cm Dicke auf. Im Süden kommt ausserdem kalkfreier und glimmerreicher schiefriger Tonstein vor. Dazwischen können sich einzelne grauschwarze dünnbankige kompetente tonige Kalklagen einschalten, die beim Anhauchen tonig riechen.

Die inkompetenten Gesteine der Erzegg-Formation sind tektonisch von Bedeutung. Sie bilden einen Abscherhorizont und ermöglichten das Abscheren der Quinten-Formation von ihrer mitteljurassischen Unterlage. Es gibt kaum ungestörte Profile, und die sprunghaft wechselnde primäre stratigraphische Mächtigkeit lässt sich nicht zuverlässig abschätzen. Die Erzegg-Formation tritt im Gebiet von Atlasblatt Brienz in der Antiklinale Bättenalpburg–Botchen (tektonisches Fenster) sowie südlich davon auf. Die grösste tektonische Anhäufung befindet sich

in der Antiklinalstirn beim Grätli südwestlich des Axalphoren. Vom Giessbachquerschnitt erwähnte GÜNZLER-SEIFFERT (1925) wenige Schollen eines geringmächtigen harten dunkelgrauen Kalks, der Nester von kleinen schwarzen Eisenoiden enthält. Ein mit dem Planplatte-Eisenoolith vergleichbares Vorkommen ist aber nicht vorhanden.

Die Obergrenze der Erzegg-Formation ist dort zu ziehen, wo entweder eine gelb anwitternde fleckige Kalkbank von 10–30 cm auftritt («Schilt-Kalk»), oder – wo diese fehlt – beim unscharfen Übergang zum rötlich und gelblich fleckig anwitternden «Schilt-Mergel».

Schilt-Formation Oxfordien

Die Schilt-Formation wurde von KUGLER (1987) definiert. Das Typusprofil befindet sich an der Ostseite des Mürtschenstocks (Kt. Glarus). Sie enthält fünf Member, wovon deren drei im Kartengebiet vorkommen. Von unten nach oben sind dies: «Schilt-Kalk», «Schilt-Mergel» und Mürtschen-Member. Da der «Schilt-Kalk» im Kartengebiet nur lokal vorkommt und zudem sehr geringmächtig ist, wurde er nicht separat ausgewiesen und zum «Schilt-Mergel» gezählt. Wo der «Schilt-Kalk» fehlt, folgt der «Schilt-Mergel» direkt auf der lithologisch sehr ähnlichen Erzegg-Formation. Die Grenzziehung ist daher oft schwierig.

Im Gebiet von Blatt Brienz wurde die primäre Mächtigkeit der Schilt-Formation auf maximal 60 m geschätzt (ROWAN 1993).

i_{4-5S} *«Schilt-Mergel» (inkl. «Schilt-Kalk»)*

Die Schilt-Formation besteht im Kartengebiet in ihrem unteren Teil aus einem schiefrigen tonigen Mergel bis Tonstein, der lithologisch praktisch identisch mit demjenigen der unterlagernden Erzegg-Formation ist. Aus diesem Grund wurde der «Schilt-Mergel» von früheren Autoren (z.B. GÜNZLER-SEIFFERT 1934) zusammen mit der Erzegg-Formation als «Argovienmergel» bezeichnet. Nur vereinzelt tritt an der Basis ein zentimetermächtiger, gelblich fleckiger und grau anwitternder Knollenkalk («Knöllchenkalk», PILLOUD 1990) auf, der den «Schilt-Kalk» und damit die Basis der Schilt-Formation repräsentiert. Der knollig-flaserige zähspittrige Kalk weist im frischen Bruch eine dunkelgraue bis blauschwarze Farbe auf. Dieser glimmer- und sandfreie Kalk entspricht dem von GÜNZLER-SEIFFERT (1934) bezeichneten «unteren Argovienkalk», den er wie folgt beschrieb: «charakteristischer, konkretionärer, schmutziggelb anwitternder Kalk; gelegentlich findet man einen rhythmischen Wechsel brauner Mergel mit 4–12 Kalkplatten. Gesamtmächtigkeit aber stets 1–4 m. Schlecht erhaltene Ammoniten sind häufig. Der untere Argovienkalk transgrediert im NW und N auf mittlerem und unterem Dogger [...]. Im E und S, wo die Schichtreihe vollständiger und Win-

keldiskordanz nicht mehr feststellbar ist, erfolgt Fazieswechsel zu [Schilt-]Mergeln, in welchen Kalke vom Typus des unteren Argovienkalks in unregelmässig verteilten Linsen auftreten».

Das wichtigste Unterscheidungsmerkmal des «Schilt-Mergels» gegenüber der Erzegg-Formation ist dessen rötliche und gelbliche Anwitterungsfarbe, die einer schwachen, eisenschüssigen Dolomitisierung geschuldet ist (KUGLER 1987), und der etwas erhöhte Kalkgehalt (GÜNZLER-SEIFFERT 1924). Ansonsten ist dieser feinblättrige, weiche und fossilarme schiefrige Mergel bis Kalkmergel von der Erzegg-Formation nur schwierig zu unterscheiden.

Mit gegen Norden abnehmender Mächtigkeit ist der «Schilt-Mergel» im gesamten Kartengebiet von Blatt Brienz vorhanden.

Unter- und Obergrenze: Im nördlichen Faziesbereich, wo die Erzegg-Formation fehlt, liegt der «Schilt-Mergel» direkt über dem Echinodermenkalk der Reischen-Formation. Über dem «Schilt-Mergel» folgt stets das Mürtschen-Member. Die Obergrenze wird dort gezogen, wo eine mehr als 20 cm mächtige Kalkbank auftritt und zur ununterbrochenen Wechsellagerung von Kalk und Mergel überleitet.

i_{4-5M} *Mürtschen-Member*

Das Mürtschen-Member wurde früher auch als «Knotenalk» (ARBENZ 1907), «oberer Schiltkalk» oder «oberer Argovienkalk» (GÜNZLER-SEIFFERT 1924, 1934) bezeichnet. Dabei handelt es sich um eine graubraun bis beige anwitternde, im frischen Bruch stumpf dunkelgraue, gut gebankte Abfolge von mikritischen Kalkbänken vom Typ «Quintner Kalk» mit mergeligen Zwischenlagen (Fig. 16). Der Kalk ist dominierend; das Verhältnis Kalk zu Mergel beträgt 3:1 oder mehr. Die zähen Kalkbänke brechen splittrig. Die Bankmächtigkeiten betragen häufig 30–40 cm. Die Schichtflächen sind im untersten Teil oft höckerig mit bläulichen und gelblichen Flecken. Zudem treten gemäss GÜNZLER-SEIFFERT (1925) besonders an ihrer Basis Ammoniten (*Peltoceras transversarium*, heute *Gregoryceras transversarium*), Rhynchonellen und im Dünnschliff sichtbare Protoglobigerinen auf.

Die Mächtigkeit nimmt gegen Süden von 30 auf 60 m zu (GÜNZLER-SEIFFERT 1934). Das Mürtschen-Member bildet den Übergang vom «Schilt-Mergel» zur Quinten-Formation und ist als dessen Unterlage überall vorhanden. Die obere Grenze liegt bei der obersten, zentimetermächtigen Mergelfuge, wo auch ein Wechsel der Verwitterungsfarbe von beige nach grau erfolgt.



Fig. 16: Verkehrtliegende Wechsellagerung des Mürtschen-Members zwischen Axalphoren und Tschingel, bei Koord. 2647 010/1173 200. Blick in Richtung Nordost. Foto S. Strasky, 2020.

i₅₋₈

Quinten-Formation

spätes Oxfordien – frühes Berriasien

Die Quinten-Formation kann in den Kartengebieten bis auf das Mergelband im Gebiet von Blatt Brienz nicht weiter gegliedert werden und besteht vorwiegend aus mikritischem Kalk. Ein Typusprofil dieser auffälligen und landschaftsprägenden Einheit ist bis heute nicht definiert. Detaillierte stratigraphische Untersuchungen wurden von ROD (1937) im Gebiet Graustock–Huetstock (Kt. Obwalden) durchgeführt.

Die Quinten-Formation wird insgesamt von einem hellgrau anwitternden dickbankigen fossilarmen mikritischen Kalk (Fig. 17) mit dunkelgrauen muscheligen Bruchflächen gebildet. In den untersten 15 m sind die Kalkbänke knollig und zum Teil mit nicht kontinuierlichen dünnen, Spongien und Radiolarien führenden Mergellagen durchzogen. Darüber folgt eine monotone Abfolge von dunkelgrauem mikritischem Kalk mit Bankmächtigkeiten von 0,5–1 m, die besonders im untersten Teil Kieselknollen aufweisen. Die Mächtigkeit beträgt im Norden 60 m, im Süden 40 m.



Fig. 17: Blick in Richtung Nordost auf den eng verfalteten und überschobenen Kalk der Quinten-Formation beim Gipfel der Oltschiburg. Die strukturgeologischen Verhältnisse bei diesem Gipfel sind äusserst kompliziert und bis heute nicht restlos geklärt. Die mit Vegetation bedeckte Gipfelpartie besteht aus Palfris- und Zementstein-Formation. Im Hintergrund etwas links der Mitte sind das Stanserhorn und die Rigi zu erkennen. Foto S. Strasky, 2020.

Ungefähr über dem unteren Drittel wird die gleichmässig dickbankige Kalkabfolge durch ein «Mergelband» aus 10–50 cm mächtigen mergeligen Kalkbänken unterbrochen. Diese Schichten zeichnen sich dadurch aus, dass sie in eckige, meist unregelmässig polyedrische Trümmer zerfallen und leicht verwittern. Dieses rund 5 m mächtige Band «liegt einfach oder doppelt auftretend im unteren Drittel der dunklen muschelbrüchigen Kalke. Das nur in der östlichen Faulhorngruppe regelmässige Auftreten ändert sich nach Westen hin schnell. Solche Bänder werden nämlich immer zahlreicher, sie gehen aus den Kalken allmählich seitlich hervor.» (GÜNZLER-SEIFFERT 1925).

Über dem «Mergelband» folgen zunächst knollige, Ammoniten führende Kalkbänke, die in eine grobbankige Abfolge übergehen, in deren unterem Abschnitt wiederum Kieselknauer und -bänder auftreten. Rund 16 m über deren Basis ist ausserdem eine weiss anwitternde Dolomitbank vorhanden. Bis 50 m unter der Obergrenze treten Kieselbänder auf, die von knollig-schlierigem Kalk und Pseudobrekzien mit Kalkkomponenten und dolomitischer Matrix überlagert sind. Diese brechen kantig-polygonal.

Gegen das obere Drittel wird die Abfolge heller und zeigt in den oberen 50 m gelegentlich dunkelrote Flecken in hellgebleichten Höfen. Dieses Gestein bricht eher glatt und klingend, ist innen hellgraubraun und führt gelegentlich Ammoni-

ten der Art *Perisphinctes richteri* (Tithonien; GÜNZLER-SEIFFERT 1925). Die Gesamtmächtigkeit über dem Mergelband beträgt 150–170 m.

Im Dach der Quinten-Formation tritt vor allem westlich des Giessbachs ein maximal 2–3 m mächtiger Brekzienhorizont («Obertithonbreccie») auf. Weiter im Osten ist dieser nur vereinzelt und in rasch wechselnder Mächtigkeit vorhanden. Besonders ausgeprägt ist er auf der Bättenalp und in Spuren auf der Fangisalp zu finden. Weiter im Norden kommt der Brekzienhorizont nicht vor. Die graublau Feinbrekzie besteht aus Kalkkomponenten und gerundeten Fossiltrümmern und weist oft eine dicke Verwitterungskruste auf. Die Brekzie stellt Taschenfüllungen im liegenden Kalk der Quinten-Formation dar. Dieser maximal 2–3 m mächtige Brekzienhorizont liegt im nördlichen Teil auf Calpionellen führendem Kalk und greift gegen Süden auf immer tiefere Niveaus der Quinten-Formation (ohne Calpionellen) hinunter.

Unter- und Obergrenze: Die Untergrenze der Quinten-Formation wird bei der obersten Mergelfuge über dem Mürtchen-Member gezogen. Diese Grenze ist meistens leicht erkennbar. Die Obergrenze zur Zementstein-Formation wird ebenfalls bei der ersten Mergellage gezogen. Wo die Zementstein-Formation fehlt, erfolgt ein scharfer Übergang zum schiefrigen kalkigen Mergel der Palfris-Formation.

Kreide

c_{1z} **Zementstein-Formation** Berriasien

Das Typusprofil der Zementstein-Formation befindet sich bei Lochezen am Walensee (HEIM 1916, MOHR 1992a). Es handelt sich um eine Wechsellagerung von 20–50 cm mächtigem pelagischem mikritischem Kalk vom Typ «Quintner Kalk» mit fast schwarzem schiefrigem Mergel, der gelb bis beige verwittert. Im Dünnschliff sind im Kalk stets Calpionellen zu erkennen. Diese fehlen im Mürtchen-Member (Schilt-Formation) und können zur zweifelsfreien Unterscheidung dieser oft ähnlichen Wechsellagerung herangezogen werden.

In der Axen-Decke ist die Zementstein-Formation östlich des Giessbachquerschnitts vorhanden, und zwar im Streichen ab der Axalp und südlich davon. Nördlich der Aare sind nur vereinzelte, tektonisch weit überschobene Vorkommen unmittelbar entlang der Deckengrenze und der Schuppengrenzen im Brüniggebiet vorhanden. Ausserhalb dieser Bereiche kommt die Zementstein-Formation nicht vor.

Alter, Unter- und Obergrenze: Anhand von Calpionellen hatte ISCHI (1978) für die Zementstein-Formation im Giessbachquerschnitt ein spätestes Tithonien-

Alter angegeben. Später wurde jedoch die Tithonien-Berriasien-Grenze neu definiert, was zur Folge hatte, dass die für die Alterseinstufung relevante Calpionellen Art (*Calpionella alpina*, normale Form) neu ins Berriasien fällt (u.a. REMANE 1985, MOHR 1992b). Das Alter der Zementstein-Formation entspricht somit dem Berriasien, was weitere Arbeiten belegten (u.a. FÖLLMI et al. 2007) und bereits von GÜNZLER-SEIFFERT (1925) aufgrund der Berriasellen-Fauna angenommen wurde.

Die Untergrenze der Zementstein-Formation liegt dort, wo die Mergellagen über der Quinten-Formation mehr als 5 cm mächtig sind. Nach oben nimmt die Mächtigkeit der Mergellagen zu und der mikritische Kalk dünnt aus beziehungsweise entwickelt sich zu kalkigem Mergel mit hellbrauner Verwitterungsfarbe. Im oberen Drittel der Abfolge kommt im Gebiet der Hinterburg, unter den Hütten bei Uf der Flue, unter den Alphütten Chüemad sowie beim Zwärgliloch 2–8 m mächtiger, linsenförmiger, teils sehr fossilreicher biosparitischer Kalk mit Ammoniten und Brachiopoden vor (GÜNZLER-SEIFFERT 1925).

Die Obergrenze zum schiefrigen kalkigen Mergel der Palfris-Formation liegt über der obersten Kalkbank und ist meistens deutlich erkennbar.

c_{1P} Palfris-Formation Berriasien

Das Typusprofil der Palfris-Formation befindet sich am Pragelpass im Kanton Schwyz (BURGER & STRASSER 1981).

Der bankig-plattige, schiefrige kalkige Mergel der Palfris-Formation hat im frischen Zustand eine dunkelgraue Farbe; seine Verwitterungsfarbe ist gelblich bis braunbeige (Fig. 18). Die feine Schichtung ist meist von einer Schieferung überprägt. Die schiefrigen Gesteine spalten eher uneben, und es ist stets reichlich fein verteilter Pyrit vorhanden. In der Palfris-Formation kommen selten Doppelder-Fensterquarze vor. Teilweise ist der Mergel von schwach sandigen mikritischen Kalkbänken von 5 bis maximal 35 cm Mächtigkeit durchsetzt. Das Verhältnis Mergel zu Kalk beträgt mindestens 5:1. Die mikritischen Kalkbänke sind kaum verschiefert, dagegen teilweise boudiniert und zerbrochen. Sie verwittern hellgrau-beige. Selten kommen biomikritische bis -sparitische Kalkbänke mit benthonischen Foraminiferen, Resten von Bivalven, Spongien und Ostrakoden vor. Makrofossilien (Ammoniten und Brachiopoden; *Berriasella* sp. bzw. *Pygope* sp.) sind selten. Calpionellen belegen ein Berriasien-Alter.

Die Palfris-Formation lässt sich makroskopisch nur schwer vom «Schilt-Mergel» und der Erzegg-Formation unterscheiden. Im Vergleich zum «Schilt-Mergel» enthält die Palfris-Formation aber einen höheren Feinsand- oder Siltgehalt (max. 5–10%), der sich mittels Zahnprobe feststellen lässt. Die wichtigsten Unterscheidungsmerkmale von der Erzegg-Formation sind die Farbe (die Erzegg-Formation ist im frischen Zustand schwarz) und der Glimmer- und Phosphoritgehalt (Glimmer und Phosphorit kommen nur im sandigen Abschnitt der Erzegg-Formation



Fig. 18: Verkehrtliegender, gelblich angewitterter schiefriger Mergel der Palfris-Formation, praktisch ohne Kalkbänke. Südwestlich des Tschingel bei Koord. 2646 025/1172 640. Foto S. Strasky, 2020.

vor). Ausserdem ist der Verwitterungslehm der Palfris-Formation krümeliger und weniger fett als derjenige der Erzegg-Formation und von schokoladebrauner bis ziegelroter Farbe.

Der Abscherhorizont der Drusberg-Decke verläuft innerhalb der Palfris-Formation. Die primäre Mächtigkeit der Palfris-Formation lässt sich daher nicht genau bestimmen. Sie beträgt aber mindestens 100 m. Die Gesteine sind meistens tektonisch stark gestört, angehäuften oder ausgedünnt. Das grösste tektonisch angehäuften Vorkommen befindet sich nordöstlich des Sägistalsees im Gebiet von Blatt Brienz. Die Palfris-Formation ist das zeitliche Äquivalent der Öhrli-Formation in der Doldenhorn-Decke und stellt die südlich daran anschliessende Beckenfazies dar (BURGER & STRASSER 1981). Der stratigraphische Übergang zum Hangenden (Vitznau-Mergel, Diphyoides-Kalk oder Sichel-Kalk) ist stets tektonisch gestört.

c_{2s} **Sichel-Kalk**
Valanginien

Der Sichel-Kalk wurde von ISCHI (1978) definiert (s. S. 61) und bezeichnet die Abfolge aus dezimetermächtigen Kalkbänken, welche die Palfris-Formation überlagern. In früheren Arbeiten wurden dafür Begriffe wie «Valanginien-Kieselkalk» (ADRIAN 1915) oder «(unterer) Valanginien-Kalk» (u.a. GOLDSCHMID 1926, HAUS 1937) verwendet. In der Axen-Decke kommt der Sichel-Kalk im Gebiet Sägistalsee – Wandfluh vor, kleinere Vorkommen sind bei Iseltwald und Chüemad (Koord. 2645585/1172835) sowie nordwestlich des Brünigpasses vorhanden. Bei diesen Vorkommen handelt es sich um tektonische Schürflinge, die bei der Abscherung der Drusberg-Decke liegen geblieben sind und somit der Axen-Decke zugerechnet werden. Der stratigraphische Kontakt zum Liegenden ist dementsprechend gestört. Die maximal erhaltene Mächtigkeit beträgt etwa 20 m.

Der Sichel-Kalk besteht im unteren Teil aus einem schwach feinsandigen biomikritischen Kalk mit Spongiennadeln, der gegen oben in einen leicht mittelsandigen Echinodermenkalk übergeht. In beiden Ausprägungen treten Glaukonit und stellenweise dünne Mergellagen und -fugen auf. An biogenen Komponenten sind neben Spongiennadeln und Echinodermen auch Mollusken, Grünalgen, Foraminiferen der Gattung *Pseudocyclamina* und Belemniten sowie selten Bryozoen vorhanden. Bei Chüemad wurden auch Korallenbruchstücke gefunden.

Charakteristische Merkmale sind neben der gelblich-bräunlichen Anwitterungsfarbe die raue, sandige Oberfläche und der splittrige Bruch beim Anschlagen. Im frischen Bruch ist dieses harte Gestein graubraun bis dunkelgrau. Oft ist der Kalk leicht spätig und es treten Silexlagen und -knollen auf. Diese sind an der Basis besonders häufig und können bis zu 10 cm mächtig sein.

DRUSBERG-DECKE

Jura

i₅₋₈ **Quinten-Formation**
spätes Oxfordien – frühes Berriasien

Die Quinten-Formation bildet die tiefste aufgeschlossene Einheit der Drusberg-Decke im Gebiet von Blatt Brienz. Sie kommt einzig an der Drusberg-Überschiebung am Eistlenbach, südlich der Wurmegg vor (Koord. 2649350/1180000). Der mikritische Kalk der Quinten-Formation ist dunkelgrau und zeigt einen splittrig-muscheligen Bruch. Die Anwitterungsfarbe ist hellgrau.

Kreide

c_{1z} Zementstein-Formation Berriasien

Die Zementstein-Formation ist in der Drusberg-Decke ebenfalls nur sehr lokal vorhanden. Sie findet sich entlang der Überschiebung der Drusberg-Decke in kleinen Aufschlüssen am Eistlenbach und 300 m östlich davon bei Koord. 2649 570/1179 780. Dabei handelt es sich um eine Wechsellagerung von 20–50 cm mächtigem, dunkelgrauem mikritischem Kalk mit schwarzem schiefrigem Mergel.

c_{1p} Palfris-Formation Berriasien

Die Palfris-Formation besteht aus dunkelgrauem schiefrigem kalkigem Mergel. Untergeordnet kommen Bänke aus Mergelkalk und schwach feinsandigem Echinodermenkalk vor. Die schiefrigen mergeligen Gesteine der Palfris-Formation bildeten den Abscherhorizont der Drusberg-Decke. Entsprechend finden sich Aufschlüsse der Palfris-Formation entlang der Überschiebung der Drusberg-Decke über die Axen-Decke (am Glyssibach, nordwestlich von Schwanden b. Brienz, und am Lauibach, nördlich des Wilerhorns; Atlasblatt Brienz) beziehungsweise weiter westlich an der Basis der helvetischen Randkette bei der Überschiebung auf die Subalpine Flysch-Zone (westlich des Trogehorns, Atlasblatt Beatenberg). Zudem bildet die Palfris-Formation, als freigelegter Kern einer Antiklinale, weite Teile der Talsohle des Justistals (s. Taf. I, Profile 1 u. 2). Aufschlüsse finden sich im hinteren Talabschnitt unterhalb der Sichle. Funde von Calpionellen und Ammoniten aus den tiefsten aufgeschlossenen Schichten im Justistal belegen ein spätes Berriasien-Alter (ISCHI 1978). Bei der Kartierung für das Atlasblatt Beatenberg wurde in der Palfris-Formation westlich des Trogehorns bei Koord. 2631 255/1181 009 ein Ammonit der Gattung *Malbosiceras* (bestimmt durch Camille Frau, Marseille; der Ammonit ist hinterlegt am Naturhistorischen Museum Bern, Nr. NMBE 5036399) gefunden. Diese Gattung kam im mittleren bis späten Berriasien vor und bestätigt somit die Alterseinstufung.

c_{2v} Vitznau-Mergel Valanginien

Der Name Vitznau-Mergel geht auf BURGER & STRASSER (1981) zurück, welche die Mergelabfolge der basalen Kreideeinheit an der Nordwestseite des Vitznauerstocks detailliert beschrieben.

Im Gebiet von Blatt Beatenberg ist der Vitznau-Mergel entlang der helvetischen Randkette aufgeschlossen. Einzelne Vorkommen von meist nur 10–20 m

Mächtigkeit finden sich vom hinteren Justistal über den Fuss der Sibe Hängste bis zum nördlichen Kartengebietsrand. Im Rufisgrube (Koord. 2624 100/1172 350) befindet sich das mächtigste Vorkommen von Vitznau-Mergel. ISCHI (1978) schätzte die Mächtigkeit dort auf etwa 200 m.

Der Vitznau-Mergel wird von einer regelmässigen, dünnbankigen Kalk-Mergel-Wechselagerung gebildet. Der Kalk ist im frischen Bruch dunkelgrau, meist spätig und weist eine raue, sandige Oberfläche auf. Gegen das Dach hin nimmt der Kalkgehalt zu und detritische Einschaltungen werden häufiger. Das Verhältnis von Kalk zu Mergel variiert dabei von 1:3 bis 1:1. In der generell fossilarmen bis -leeren Kalk-Mergel-Wechselagerung finden sich ausser benthonischen Foraminiferen selten glattschalige Muscheln und Brachiopoden.

Alter, Unter- und Obergrenze: Das Alter des Vitznau-Mergels wird in FÖLLMI et al. (2007) mit frühem Valanginien angegeben. Die Untergrenze zur Palfris-Formation wird mit dem Auftreten der regelmässigen Kalk-Mergel-Wechselagerung festgelegt. Die Grenze zum überlagernden Sichel-Kalk wurde dort gezogen, wo die Mergellagen weniger als 5 cm dick sind und der Kalk die Abfolge zu dominieren beginnt.

c_{2s} Sichel-Kalk Valanginien

Der Sichel-Kalk («Valanginien-Kieselkalk» nach ADRIAN 1915, «[unterer] Valanginien-Kalk» nach GOLDSCHMID 1926 und HAUS 1937) wurde in der helvetischen Randkette bei der Sichele (Koord. 2627 840/1177 840), dem Übergang vom Justistal in den Sulzigraben, von ISCHI (1978) definiert. Über die helvetische Randkette hinaus kommt der Sichel-Kalk in der Ostflanke des Harders und am Brienergrat vor. Am Brienergrat tritt er jedoch nur noch vereinzelt auf und wird durch den Diphyoides-Kalk abgelöst. Die Mächtigkeit des Sichel-Kalks beträgt im Kartengebiet 20–50 m.

Der Sichel-Kalk ist ein graubrauner bis dunkelgrauer, oft leicht spätiger, bioturbierter Kalk. Der splittig brechende Kalk ist im unteren Bereich teils feinsandig, teils leicht tonig und enthält Spongiennadeln. Im oberen Bereich kann der Sichel-Kalk als schwach mittelsandiger Echinodermenkalk ausgebildet sein (z.B. südlich des Briener Rothorns bei Koord. 2646 170/1180 670). Angewittert hat der Sichel-Kalk eine gelbliche bis bräunliche Farbe und eine raue, sandige Oberfläche. Die Kalkbänke sind dezimetermächtig, stark bioturbiert und stellenweise durch dünne Mergellagen voneinander getrennt. Eingeschaltet kommen Silexkonkretionen vor. Diese sind selten mächtiger als 10 cm und werden – wie bereits von HAUS (1937) bemerkt – häufig an der Basis beobachtet.

Ablagerungsraum: Der relativ hohe Anteil an mikritischem Kalkschlamm im Sichel-Kalk lässt auf eine Ablagerung in ruhigem Wasser schliessen. Die starke Bioturbation zeugt zudem von einer reichen schlammbewohnenden Fauna und somit einem sauerstoffreichen Ablagerungsmilieu. Feiner Quarzsand belegt einen schwachen Landeinfluss. Dies lässt ISCHI (1978) folgern, dass der Sichel-Kalk im Bereich des äusseren Schelfs und des obersten Schelfabhangs abgelagert wurde. Das Fehlen von tiefenanzeigenden Organismen verunmöglicht eine genauere Abschätzung der ursprünglichen Ablagerungstiefe.

Unter- und Obergrenze: Die Basis des Sichel-Kalks wird dort gezogen, wo die Mergellagen nur noch weniger als 5 cm mächtig sind. Dadurch lässt sich die Abgrenzung zum unterlagernden Vitznau-Mergel trotz graduellem Übergang relativ gut vornehmen. Die Obergrenze ist schwieriger zu fassen. Einzig wo die Gemsmättli-Bank vorhanden ist, lässt sich eine klare Abgrenzung vornehmen. Wenn die Gemsmättli-Bank fehlt, bilden die anderen Einheiten des Helvetischen Kieselkalks, vor allem die «Ringgenberg-Schichten», die Obergrenze. Am Brienzerglat wird der Sichel-Kalk zudem vom teilweise ähnlich ausgebildeten Diphyoides-Kalk abgelöst.

c_{2D} **Diphyoides-Kalk** Valanginien

Der Diphyoides-Kalk wurde von STRASSER (1979) in der Zentral- und Ostschweiz und von ISCHI (1978) zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee detailliert untersucht und beschrieben. Im Kartengebiet beschränkt sich die Verbreitung des Diphyoides-Kalks auf einen Streifen vom Wilerhorn über die Ostflanke des Brienzerglats bis nach Niederried bei Interlaken. Die Mächtigkeit beträgt in diesem Gebiet etwa 40 m.

Der Diphyoides-Kalk besteht aus einem hellgrau-braunen, stark bioturbierten und gut gebankten bis plattigen mikritischen Kalk. Im muscheligen Bruch können oft dunkle unregelmässige Flecken beobachtet werden. Der Kalk wittert gelblich an, ist äusserst feinkörnig, leicht siltig und zeigt gelegentlich schwarze Tonhäute. An Makrofossilien kommen Aptychen, Belemniten und auf Schichtflächen undeutlich erkennbare Ammoniten vor. Im Dünnschliff sind zudem Spongiennadeln und Kalzispähren sowie selten Radiolarien und Calpionellen erkennbar. Lokal kommen resedimentierte Fossilansammlungen vor.

Ablagerungsraum: Der sehr feinkörnige, nur schwach siltige, mikritische Kalk und die darin enthaltenen Organismenreste deuten auf eine Ablagerung im offenermarinen Bereich hin. ISCHI (1978) schätzt die Ablagerungstiefe auf 300–400 m und klar tiefer als jene des Sichel-Kalks. Der fazielle Wechsel vom Sichel-Kalk zum Diphyoides-Kalk impliziert ein sukzessiv tieferes Ablagerungsmilieu. Für die Ab-

gerung der mergeligeren Sequenz im Aufschluss nördlich des Brienzer Rothorns wird eine zusätzliche Depression im Ablagerungsraum angenommen. Die lokalen Fossilansammlungen dürften durch Trübeströme ins tiefere Becken verfrachtet worden sein.

Unter- und Obergrenze: Der Übergang vom unterlagernden Sichel-Kalk zum Diphyoides-Kalk ist graduell. Die Abgrenzung entsprechend schwierig. Die Obergrenze zu den «Ringgenberg-Schichten» des Helvetischen Kieselkalks ist teilweise scharf und durch eine Schichtfuge markiert.

Helvetischer Kieselkalk Valanginien–Hauterivien

KAUFMANN (1867) verwendete erstmals die Bezeichnung Kieselkalk in seiner Arbeit über den Pilatus. Ebenfalls am Pilatus beschrieb FUNK (1969) das Typusprofil des Helvetischen Kieselkalks, bestehend aus «Unteren Kieselkalk», den «Lidernen-Schichten», «Oberem Kieselkalk» und der «Kieselkalk-Echinodermenbreccie». HALDIMANN (1977) ergänzte die «Gemsstätli-Schichten» an der Basis der Abfolge und vervollständigte damit die heute gültige Definition dieser Formation.

In den vorliegenden Kartengebieten ist das Lidernen-Member – wenn vorhanden – nur sehr geringmächtig ausgebildet. Am Augstmatthorn beträgt dessen Mächtigkeit ungefähr einen Meter. Aus diesem Grunde konnte das Lidernen-Member im Kartenmassstab 1:25000 nicht ausgeschieden, und der Helvetische Kieselkalk nicht in einen unteren beziehungsweise oberen Teil gegliedert werden. Dafür wurden im basalen Abschnitt über der Gemsstätli-Bank zwei Einheiten ausgewiesen, die «Ringgenberg-Schichten» und der «Basisschiefer des unteren Kieselkalkes», die im Gebiet zwischen Kiental und Vierwaldstättersee von MOJON (1982) beschrieben wurden, aufgrund ihrer regionalen Ausdehnung aber nur informelle Einheiten darstellen.

Die Mächtigkeit des Helvetischen Kieselkalks beträgt 250–300 m, er erscheint aber tektonisch bedingt (Verfaltung) im Feld oft mächtiger.

Gemsstätli-Bank

Die Gemsstätli-Bank bildet die basale Einheit im Helvetischen Kieselkalk. Sie besteht in der Regel aus zwei bis drei 10–35 cm mächtigen Lagen aus gelblich braunem Sandkalk und zwischengeschalteten biomikritischen Kalkbänken. Der Kalk ist mittel- bis feinsandig, teilweise sparitisch und enthält Crinoidenbruchstücke. Das Gestein wittert gelblich an und führt wenig Glaukonit. Phosphorit kommt in Kondensationshorizonten vor. Er erscheint in der Regel als nicht zusammenhängende, dünnlagige und gewellte Verkrustungen. Nach der Definition von HALDI-

MANN (1977) entspricht die Gemsmättli-Bank im Gebiet der Blätter Brienz und Beatenberg dem Horizont C und stellt einen Kondensationshorizont dar.

Die Gemsmättli-Bank ist in den Kartengebieten unterschiedlich mächtig ausgebildet und nicht überall vorhanden. Meistens beträgt die Mächtigkeit maximal 2 m. In der Region des Hohgants kann sie jedoch bis zu 10 m erreichen, dort ist die Gemsmättli-Bank sehr grobspätig ausgebildet und wittert als Härtling heraus (z.B. im Einzugsgebiet des Fallbachs, südwestlich des Trogehorns). Im östlichen Gebiet, im Faziesraum des Diphyoides-Kalks, fehlt die Gemsmättli-Bank weitgehend; die Basis des Helvetischen Kieselkalks ist dort nur durch eine scharfe Schichtfuge gegeben.

Die Basis der Gemsmättli-Bank ist heterochron. Sie liegt im Raum Pilatus im frühen Valanginien und wird nach Südwesten sukzessive jünger mit Alter bis ins späteste Valanginien (HALDIMANN 1977, ISCHI 1978, MOJON 1982, Abb. 13).

c_{2-3R} *«Ringgenberg-Schichten»*

Die «Ringgenberg-Schichten» folgen über der Gemsmättli-Bank. Wo diese fehlt, bilden sie den basalen Abschnitt des Helvetischen Kieselkalks. Sie entsprechen den «Grauen Mergelschiefern» von FICHTER (1934), welcher sie damals noch als oberen Teil des Diphyoides-Kalks betrachtete. MOJON (1982) definierte die «Ringgenberg-Schichten» bei Ringgenberg am Brienzensee als informelles Member für die westlichen Vorkommen der «Grauen Mergelschiefer».

Die «Ringgenberg-Schichten» sind 20–70 m mächtig. Dabei handelt es sich um weisslich grau anwitternden schiefrigen Mergel. Lokal können unregelmässige Wechsellagerungen von dünnbankigem (1–5 cm) mikritischem Kalk und dünnen schiefrigen Mergellagen auftreten (Fig. 19). Das Gestein ist glaukonitfrei, teilweise leicht siltig und enthält vereinzelt Aptychen. Im Gegensatz zu den «Grauen Mergelschiefern» kommen in den «Ringgenberg-Schichten» keine oder nur vereinzelt Spongiennadeln vor (MOJON 1982).

Die Obergrenze wird durch eine scharfe Schichtfuge zum überlagernden «Basisschiefer des unteren Kieselkalkes» gebildet. Im Unterschied zu diesem sind die «Ringgenberg-Schichten» heller und deutlich weicher.

c_{2-3s} *«Basisschiefer des unteren Kieselkalkes»*

Der «Basisschiefer des unteren Kieselkalkes» («Kieselschiefer», BECK 1911a; «Kieselkalkschiefer», MOJON 1982) bildet den Grossteil der schiefrig-mergeligen Abfolge des unteren Kieselkalks. Dieses informelle Member besteht vorwiegend aus schiefrigem hellgrau bis -beige anwitterndem kieseligem Kalkmergel. Die Kieselsäure stammt von kalzitisierten Spongiennadeln. Im Dünnschliff lässt sich neben den Spongiennadeln mikrokristalliner Quarz mit schwammnetzbildender Textur beobachten. Die kieselige Abfolge ist schwach siltig bis feinsandig und zeigt



Fig. 19: «Ringgenberg-Schichten». Weisslich grau anwitternder dünnbankiger mikritischer Kalk mit Mergellagen an der Strasse zwischen Niederried und Ringgenberg (Koord. 2637 010/1173 725). Bildbreite: ca. 1 m. Foto S. Strasky, 2020.

nach Südwesten eine Zunahme an feinen Echinidenfragmenten. Im frischen Bruch ist das Gestein braun- bis stahlgrau, teilweise sogar fast schwarz. Die Mächtigkeit des «Basisschiefers des unteren Kieselkalkes» variiert zwischen 10 und 60m, mit einer generellen Mächtigkeitsabnahme gegen Nordosten. Im Unterschied zu den unterlagernden «Ringgenberg-Schichten» ist der «Basisschiefer des unteren Kieselkalkes» durch die Verkieselung deutlich härter und in der Farbe generell dunkler.

Zwischen Goldswil und Ringgenberg geht aus dem typischen «Basisschiefer des unteren Kieselkalkes» unter Zunahme des Tongehalts, von detritischem Quarz und Echinodermenbruchstücken sowie Spongiennadeln eine lokale Varietät hervor (MOJON 1982). Diese als «Goldswiler-Platten» («Goldswyler-Platten», KAUFMANN 1886) bezeichnete Varietät ist durch gut gebankten, dunkelgrauen kieseligen Kalk charakterisiert. Die dezimetermächtigen kieseligen Kalkbänke lassen sich aufgrund von ausgeprägten schichtparallelen Tonsäumen gut auseinanderbrechen. Dies machte die «Goldswiler-Platten» bereits früh zum begehrten Hartstein, der zwischen Goldswil und Säge bei Ringgenberg abgebaut wurde (s. Kap. Rohstoffe).

Der Übergang vom «Basisschiefer des unteren Kieselkalkes» zum gebankten Kieselkalk ist fließend und wird gezogen, wo die Kieselkalkbänke regelmässig mehr als 5–10 cm mächtig sind und eine monotone Wechsellagerung zu bilden beginnen.

c₂₋₃ *Kieselkalk*

Der Helvetische Kieselkalk besteht aus einer relativ monotonen, regelmässigen Wechsellagerung von 10–40 cm mächtigen kieseligen Kalkbänken und 2–10 cm mächtigem schiefrigem kieselig-tonigem Kalkmergel. Die Mächtigkeit der Kieselkalkbänke nimmt nach oben zu und die Kalkmergellagen können stellenweise ganz fehlen. Der Helvetische Kieselkalk hat im frischen Bruch eine graublauere Farbe und verwittert oft bräunlich, teilweise mit einer deutlichen Verwitterungsrinde. Der Kalk ist teilweise stark bioturbiert, schwach feinsandig, feinspätig oder mikritisch und sehr hart. Trotz des Kieselgehalts reagiert der Kalk stark mit fünfprozentiger Salzsäure. Der Anteil an Tonmineralen im Kalk beträgt 2–10%. Vereinzelt werden Knollen oder brotlaibartige Formen beobachtet, so beispielsweise am Harder oder im Gebiet zwischen Briener Rothorn und Wilerhorn (Fig. 20). Diese bestehen aus sehr kompaktem feinkörnigem Kieselkalk, und kommen nur im Bereich von Faltscheiteln beziehungsweise deren proximalen Schenkeln vor. Sie sind ausschliesslich zwischen den schiefrig-tonigen Lagen eingebettet. Dabei schnüren sich die schiefrig-tonigen Lagen jeweils an den Enden der Knollen zusammen und die schiefrig-tonigen Lagen über und unter den Knollen verdünnen sich merklich.

Im unteren Teil des Helvetischen Kieselkalks kommen Echinidenbruchstücke und vorwiegend Spongiennadeln vor, untergeordnet sind benthonische Foraminiferen, Bryozoenreste, Dolomit, Feldspat und Pyrit. Im oberen Teil treten zudem einzelne vollständig erhaltene Gehäuse von Seeigeln der Gattung *Toxaster* auf.

Chriesiloch-Echinodermenkalk

Den Abschluss der Formation des Helvetischen Kieselkalks bildet der Chriesiloch-Echinodermenkalk. Diese lithostratigraphische Bank im Dach des Helvetischen Kieselkalks wurde bisher als «Kieselkalk-Echinodermenbrekzie» (u.a. MOJON 1982) bezeichnet. Hier wird für diese Einheit der Begriff Chriesiloch-Echinodermenkalk eingeführt, in Anlehnung an die Echinodermenkalkvorkommen im Typusprofil des Helvetischen Kieselkalks (FUNK 1969) in der Nähe der Lokalität Chriesiloch am Pilatus.

Der eigentliche Kieselkalk geht im Dach in zunehmend dickbankigeren und grobspätigeren Echinodermenkalk über. Die gut gebankten Kalkbänke des Chriesiloch-Echinodermenkalks sind 30–50 cm dick und der zwischengelagerte schiefrige Mergel tritt zurück. Echinidenfragmente können bis zu 60% des Gesteins ausma-



Fig. 20: Kieselkalk-Knollen (schwarz umrandet) mit eingepressten schiefrig-tonigen Zwischenlagen (mit weissen Linien angedeutet) im Bereich des oberen (südlichen) Faltschenkels am Harder (Aufschluss am Fussweg ca. 60 m östlich des Restaurants Kulm). Foto A. Mojon, 2021.

chen. Weiter können Bruchstücke von Bryozoen, Gastropoden und Muscheln gefunden werden. Glaukonit wird ebenfalls nach oben hin häufiger, und es kommen siltige grobspätige biomikritische Kalkbänke mit maximalen Quarzkorngrössen von 0,35 mm vor (z.B. im Gebiet Augstmatthorn – Wilerhorn).

Die Anwitterungsfarbe reicht von hellgrau bis ockerbraun. Als Sedimentstrukturen konnte teilweise Kreuzschichtung festgestellt werden. Die Mächtigkeit des Chriesloch-Echinodermenkalks erreicht lokal bis zu 20 m.

Ablagerungsbereich des Helvetischen Kieselkalks: Die kieseligen, teilweise mikritischen und mergeligen Kalke des Helvetischen Kieselkalks lassen auf einen off-marinen Ablagerungsbereich schliessen. Das Fehlen von Algen- und Korallenresten oder anderen Indikatoren für den untiefen Bereich deuten auf eine Ablagerung in einer Wassertiefe von mehr als 60 m hin (FUNK 1971). Das Vorkommen einzelner ganzer Seeigelgehäuse der Gattung *Toxaster* lässt die Wassertiefe weiter eingrenzen: Gemäss B. Clavel (schriftl. Mitt. in JOST-STAUFFER 1993) lebten

diese Seeigel ausschliesslich in Wassertiefen von 80–200 m. Das Auftreten von sparitischem Kalk im Dach des Helvetischen Kieselkalks (Echinodermenkalk) deutet auf Umlagerung in bewegtem Wasser hin. Der Einfluss von Wellengang im obersten Teil der Formation wird zudem durch die Kreuzschichtung belegt. Die Sedimente im Dach des Helvetischen Kieselkalks wurden folglich in zusehends geringerer Wassertiefe abgelagert.

c₄ **Tierwis-Formation** Hauterivien–Barrémien

Die Bezeichnung Tierwis-Formation wurde von FÖLLMI et al. (2007) eingeführt. Sie umfasst in den vorliegenden Kartengebieten das Altmann- und das Drusberg-Member.

Altmann-Member

Das Altmann-Member bildet den basalen Abschnitt der Tierwis-Formation. Es ist meistens nur 1–2 m mächtig, kann lokal maximal 8 m umfassen. Das Altmann-Member wird von graubraunem glaukonitischem mikritischem Kalk und Kalkmergel gebildet. Oft kann Pyrit auftreten. Auffällig ist der hohe Glaukonitgehalt, der bis zu 25 % des Gesteins ausmachen kann. Der Glaukonit ist teilweise homogen im Gestein verteilt, kann aber auch konzentriert vorkommen und Nester und Schlieren bilden, was auf Bioturbation zurückzuführen ist. Es treten aber auch Kalkbänke auf, die fast keinen Glaukonit führen. Diese sind knollig ausgebildet und bestehen aus hellgrau anwitterndem, feinstkörnigem Kalk. Der untere Teil des Altmann-Members ist kieseliger und enthält Eisenkonkretionen oder -krusten. Die Bänke zeigen im unteren Teil zudem häufig unebene Oberflächen.

An Fossilien sind im Altmann-Member Echinodermenbruchstücke, Spongienadeln, Korallen-, Muschel- und Brachiopodenreste und meist unbestimmbare Belemniten sowie Ammoniten vorhanden. Westlich des Brienzer Rothorns fand JOST-STAUFFER (1993) einen Ammoniten, der als *Acrioceras tabarelli* bestimmt werden konnte und das frühe Barrémien belegt.

Unter- und Obergrenze: Die Untergrenze zum Helvetischen Kieselkalk wird durch einen Hartgrund gebildet. Wo dieser fehlt, wurde die Untergrenze beim Auftreten der untersten Glaukonit führenden Kalk- oder Mergelkalkbank gezogen. Die Grenze zum hangenden Drusberg-Member liegt dort, wo makroskopisch kein Glaukonit mehr erkennbar ist.

Drusberg-Member

Das Drusberg-Member macht den Grossteil der Tierwis-Formation aus. Es ist in den Kartengebieten unterschiedlich mächtig ausgebildet, mit einem Spek-

trum von 20 bis 70 m. Teilweise kann das Member aber tektonisch bedingt oder aufgrund der Wang-Transgression auch ganz fehlen, so beispielsweise im Verkehrtchenkel der Wilerhorn-Synklinale.

Das Drusberg-Member besteht aus einer Wechsellagerung von hellgrau bis gelblich anwitterndem mikritischem Kalk und beige-grauem Mergel. Die Mächtigkeit der Kalkbänke nimmt von unten (20 cm) nach oben (1 m) zu. Die Mergellagen können mehrere Dezimeter mächtig sein, messen im Durchschnitt aber etwa 20 cm. Mit zunehmender Mächtigkeit der Kalkbänke wird auch der Kalk etwas spätiger. Im frischen Bruch ist der Mergel grau und der oft bioturbierter Kalk dunkelgrau. Pyritkonkretionen sind überaus häufig und machen im verwitterten Zustand den Anschein von grossen rostigen Nagelköpfen. Glaukonit ist kaum vorhanden und nur unter dem Mikroskop sichtbar. Spongiennadeln dominieren den organischen Detritus, weiter kommen Echinodermenfragmente, benthonische Kleinforaminiferen, Kalzispähren und Ostrakoden vor.

Das mergelig ausgebildete Drusberg-Member tritt an verschiedenen Stellen als Wasserstauer auf (z.B. Eingang St.-Beatus-Höhlen). Am Brienergrat ist das Drusberg-Member generell kalkiger ausgebildet und die Mergelzwischenlagen fehlen weitgehend.

Die fazielle Entwicklung vom Drusberg-Member zur Schrattenkalk-Formation im Hangenden wurde von ZIEGLER (1967) und SCHENK (1992) in den Kartengebieten untersucht. Die Faziesgrenze ist stark heterochron, die Gesteine verzahnen sich und wechseln einander ab; die Abgrenzung ist entsprechend schwierig. Dies ist insbesondere am Brienergrat der Fall, da dort die Schrattenkalk-Formation teilweise mergelig ausgebildet ist. Generell sind die Kalkbänke in der Schrattenkalk-Formation aber mächtiger (bis 1,2 m). Die Obergrenze des Drusberg-Members wird dort gezogen, wo die Mergellagen letztmals über 20 cm mächtig sind und der Kalk die Abfolge zu dominieren beginnt.

Ablagerungsbereich der Tierwis-Formation: Der grosse Anteil an mikritischem Kalk und Mergel ist typisch für eine offenmarine Beckensedimentation unterhalb der Sturmwellenbasis. Der hohe Glaukonitgehalt im Altmann-Member deutet auf eine geringe Sedimentationsrate hin. Der Fossilschutt, wie Korallenbruchstücke, wurde vermutlich durch Trübestrome eingeschwemmt.

Schrattenkalk-Formation Barrémien-Aptien

Die Bezeichnung «Schrattenkalk» geht auf STUDER (1834) zurück. Er beschrieb damit den grossflächig vorkommenden verkarsteten Kalk der Schratteflue im Entlebuch. Später wurde die Schrattenkalk-Formation im Gebiet von Blatt Beatenberg von KAUFMANN (1886) und BECK (1911a) untersucht. KAUFMANN (1886, S. 290) erwähnte einen bräunlichen, Orbitolinen (Grossforaminiferen) füh-

renden Kalk nördlich von Spirenwald (Koord. ca. 2627 650/1172 900), der den sonst hellgrauen «Schrattenkalk» in einen unteren und einen oberen Teil gliedert. BECK (1911a) fand diesen Horizont auch über dem Balmholz und bezeichnete ihn als «Untere Orbitulinschicht». Die Dreiteilung der Schrattenkalk-Formation wurde in nachfolgenden Arbeiten bestätigt (u. a. SCHNEEBERGER 1927, SCHENK 1992) und führte zur aktuellen Nomenklatur mit «Untere Schrattenkalk», Rawil-Member («Untere Orbitulinschichten») und «Oberem Schrattenkalk» (FÖLLMI et al. 2007).

Der «Untere Schrattenkalk» ist im gesamten Kartengebiet der Blätter Brienz und Beatenberg vorhanden und macht den Grossteil der Formation aus. Das Rawil-Member und der «Obere Schrattenkalk» konnten im Gebiet Sibe Hängste – Hohgant und östlich der Roteflue am Brienergrat nachgewiesen werden. Dort wo das Rawil-Member fehlt (z. B. in den Gebieten Traubach und Wilerhorn) oder nur schlecht ausgebildet ist (z. B. Sibe Hängste), ist die Gliederung der Schrattenkalk-Formation nicht immer eindeutig.

Auffallend sind die grossen Mächtigkeitsunterschiede der Schrattenkalk-Formation. Am Sigriswilgrat misst die Schrattenkalk-Formation 40–80 m, vom Niederhorn über die Sibe Hängste zum Hohgant 165–210 m (SCHNEEBERGER 1927) und unter der Waldegg mindestens 320 m (HÄUSELMANN 2002). Durchschnittlich weniger mächtig ist die Schrattenkalk-Formation am Brienergrat: Von ungefähr 150 m am Harder nimmt die Mächtigkeit nach Nordosten ab, beträgt noch etwa 100 m am Schongütsch (knapp ausserhalb des Kartenblattes Brienz, 910 m WNW des Briener Rothorns) und 65 m im Gebiet des Wilerhorns. Die grossen Mächtigkeitsschwankungen sind durch die synsedimentäre tektonische Aktivität der Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung und der damit in Verbindung stehenden konjugierten Brüche bedingt.

Die verwitterungsresistenten Schichtglieder der Schrattenkalk-Formation («Untere» und «Obere Schrattenkalk») sind häufig landschaftsprägend und bilden die weithin sichtbaren hellen Kalksteinwände und Karrenfelder.

Alter, Ablagerungsbereich: Die Schrattenkalk-Formation wurde auf einer Karbonatplattform am nördlichen Rand des helvetischen Schelfs abgelagert, welche vom späten Barrémien bis ins frühe Aptien kontinuierlich südwärts progradierte (BOLLINGER 1988, FÖLLMI et al. 2007). Im Gebiet der Blätter Brienz und Beatenberg begann die Sedimentation der Schrattenkalk-Formation möglicherweise am Abhang der Karbonatrampe in tieferem Wasser unterhalb der Schönwetterwellenbasis. Im Gebiet westlich des Brienergrats nahm die Wassertiefe jedoch rasch ab. Ooide im mittleren und Rudistenbänke im oberen Teil des «Unteren Schrattenkalks» deuten auf bewegteres Wasser respektive Riffbildung hin. Mit der Ablagerung des Rawil-Members wurde der Abschluss der regressiven Sequenz erreicht. Ein Kohlefund im Gebiet der Sibe Hängste deutet gar auf eine zeitweilige Emersion hin. Der «Obere Schrattenkalk» wurde danach erneut in untierem Wasser ab-

gelagert. In Richtung Brienergrat und weiter östlich (paläogeographisch gegen Süden) fehlen Rudisten, die Ablagerung der Schrattenkalk-Formation erfolgte dort über die gesamte Sedimentationsdauer in tieferem Wasser.

c_{4-5u} «Unterer Schrattenkalk»

Der «Untere Schrattenkalk» besteht aus hellgrauem biomikritischem Kalk. Untergeordnet kann der Kalk auch biosparitisch ausgebildet sein. Im frischen, splittrigen bis muscheligen Bruch zeigt der hellgraue Kalk einen leicht bräunlichen Farbstich. Der Kalk ist sehr zäh, wittert hell- bis mausgrau an und ist oberflächlich häufig von orangen Flechten bewachsen. Der Quarzsandgehalt beträgt in der Regel weniger als 2%. Lokal kommen Pyrit und bis faustgrosse Silexkonkretionen – meist im basalen Teil – vor. Die Kluffüllungen sind aus weissem Kalzit. Schiefriige Mergellagen gliedern die Abfolge in bis zu 1,2 m mächtige Kalkbänke. Die Mergellagen sind am Brienergrat 10–20 cm mächtig und nordwestlich davon bloss wenige Zentimeter dick. Im östlichsten Schrattenkalkvorkommen des Kartengebiets, in der Umgebung des Wilerhorns, lässt sich eine zunehmende Vermergelung beobachten: Nach den untersten 10 m folgt eine 8 m mächtige, dünnbankige Mergelkalk-Mergel-Wechselagerung, welche von dickbankigerem Kalk mit bis zu 8% Quarzsandanteil überlagert wird, der nach oben hin zugunsten der Mergellagen zurücktritt (JOST-STAUFFER 1993). Im obersten Bereich dieser Thinning-upward-Sequenz sind die Kalkbänke noch 10–20 cm mächtig, während die Mergellagen bis zu 40 cm dick sind.

An Makrofossilien kommen Muscheln, selten Ammoniten, Belemniten, Serpuliden, Chaetitiden und Seeigel vor. Rudisten sind westlich des Brienergrats für den oberen Teil des «Unteren Schrattenkalks» charakteristisch und im Gebiet Niederhorn – Hohgant massenhaft vorhanden (Fig. 21a). Vorwiegend im mittleren Teil des «Unteren Schrattenkalks» sind in diesem Gebiet zudem Ooide häufig. Dies ermöglichte JEANNIN (1989) eine weitere Unterteilung des «Unteren Schrattenkalks». Eine überregionale Gliederung ist jedoch nicht möglich, da laterale Fazieswechsel vorkommen und so im gesamten Bereich des Brienergrats die sonst charakteristischen Rudisten fehlen, was auf eine grössere Wassertiefe hindeutet.

Die Mikrofauna wird von benthonischen Foraminiferen (mit milioliden Formen) dominiert, untergeordnet kommen Schwammnadeln vor.

Unter- und Obergrenze: Die Untergrenze des «Unteren Schrattenkalks» wird dort gezogen, wo die Kalkbänke die Abfolge zu dominieren beginnen. Der Übergang vom unterlagernden Drusberg-Member zum «Unteren Schrattenkalk» ist graduell und durch eine Verzahnung charakterisiert, was die Abgrenzung erschwert. Ein leicht hellbräunlicherer Farbton im frischen Bruch kann helfen, den «Unteren Schrattenkalk» vom Drusberg-Member zu unterscheiden. Die Obergrenze wird am Brienergrat und im Gebiet Hohgant – Grüneberg durch das Ra-



Fig. 21: Schrattenkalk-Formation am Innerbärgli. (a) Rudisten führender «Unterer Schrattenkalk» bei Koord. 2633 450/1181 530. (b) Zahn eines Knochenfisches (?*Osteichthyes*) bei Koord. 2633 455/1181 610. Fotos A. Häuselmann, 2006.

wil-Member gebildet. Insbesondere im Gebiet Hohgant–Grüneberg ist die Abgrenzung jedoch nicht einfach, da das Rawil-Member schlecht ausgebildet ist und teilweise fehlt. Auch im Traubach, am Innerbärgli und im südlichen Teil der Sibe Hängste fehlt das Rawil-Member. Dort erfolgte die Abgrenzung zum «Oberem Schrattenkalk» nach biostratigraphischen Kriterien (unterschiedlicher Rudisten- und Nerineenanteil), farblichen Unterschieden (Farbe in der Anwitterung und von Klufffüllungen) und lateraler Korrelation. Südwestlich der Linie Roteflue – Sibe Hängste ist der «Untere Schrattenkalk» erosiv gekappt und meist von paläogenen Sedimentgesteinen überlagert. Im Wilerhorngebiet fehlt das Rawil-Member ebenfalls. Aufgrund mangelnder Unterscheidungsmerkmale konnte dort keine Abgrenzung zum «Oberem Schrattenkalk» vorgenommen werden. STAEGER (1944) schätzt in diesem Gebiet den Anteil an «Untere» und «Oberem Schrattenkalk» auf 50 beziehungsweise 15 m. Auf Atlasblatt Brienz wurde in dieser Region die gesamte Abfolge zum «Unteren Schrattenkalk» gezählt.

c_{SR} *Rawil-Member*

Das Rawil-Member ist im Kartengebiet heterogen und nur stellenweise ausgebildet und besteht aus einer 10–340 cm mächtigen Mergellage (Sibe Hängste), einem mehrere Meter mächtigem mittelgrauem sandigem Kalk mit wenigen Mergellagen (Gopital, südlich des Hohgants) oder einer bis zu 30 m mächtigen Kalk-Mergel-Wechselagerung (u.a. Trogehorn und Brienergrat). In Letzterer dominieren die Mergellagen (10–300 cm dick) die Kalkbänke (10–100 cm dick). Der Mergel wittert

bräunlichgrau bis gelb an, der Kalk hellgrau bis gelblichbraun. In der gesamten Abfolge finden sich häufig rostig rotbraun verwitterte Pyritknollen. Der Sandgehalt im Kalk variiert zwischen 0 und 20% und ist somit deutlich höher als im «Unteren» oder «Oberem Schrattenkalk». Mit zunehmendem Quarzgehalt kommt auch vermehrt Glaukonit vor (JOST-STAUFFER 1993). Das Rawil-Member ist im Kartengebiet weitgehend fossilarm. Die sonst für das Rawil-Member typischen Orbitolinen sind oft nur als Bruchstücke im Dünnschliff zu erkennen (STAEGER 1944). An der Bireflue (Koord. 2627700/1172955) ermöglichten Untersuchungen an Orbitolinen immerhin eine Alterseinstufung ins frühe Aptien (SCHENK 1992). Aufgrund der geringen Mächtigkeit ist das Rawil-Member im Gebiet Bireflue – Balmholz auf Atlasblatt Beatenberg jedoch nicht dargestellt.

Im Gebiet der Sibe Hängste wurde in einer Höhle im Rawil-Member Kohle gefunden. Dies ist die einzige Stelle im Gebiet der Blätter Brienz und Beatenberg, wo ein Hinweis für die Verlandung während der Sedimentation des Rawil-Members vorliegt. In den anderen Gebieten ist die regressive Sequenz einzig durch den erhöhten Eintrag an terrigenem Quarzsand belegt.

Unter- und Obergrenze: Die Untergrenze wird beim ersten Auftreten der gelblichen Mergellage gezogen. Die Obergrenze wird dort definiert, wo die Kalkbänke wieder mächtiger werden und die Mergellagen an Mächtigkeit und Häufigkeit abnehmen. Im Gebiet des Hohgants ist die Abgrenzung zum «Oberem Schrattenkalk» schwierig, da beide Einheiten dort eine ähnliche Bankung aufweisen und das Rawil-Member häufig kalkig ausgebildet ist.

c₅₀ «Oberer Schrattenkalk»

Der «Obere Schrattenkalk» ist ähnlich ausgebildet wie der «Untere Schrattenkalk». Es handelt sich um einen hellgrauen biomikritischen Kalk, der im Unterschied zum «Unteren Schrattenkalk» leicht dunkler anwittert und bräunliche Kluftfüllungen aufweist. Der Sand- und der Tongehalt sind etwas höher als im «Unteren Schrattenkalk», was lokal einer Vermergelung nahekommt.

Zusätzlich zu den im «Unteren Schrattenkalk» vorkommenden Makrofossilien enthält der «Obere Schrattenkalk» noch Nerineen und andere marine Gastropoden. Der Steinkern eines *Harpagodes beaumontiana* (bestimmt durch Heinz A. Kollmann, Wien) wurde bei den Kartierarbeiten für Blatt Beatenberg am Innerbärgli bei Koord. 2633430/1181615 gefunden (hinterlegt am Naturhistorischen Museum Bern, Nr. NMBE D7900). Was die Verbreitung der dickschaligen ungleichklappigen Rudisten betrifft, so kommen sie westlich des Brienzergrats noch vor, sind jedoch weniger zahlreich vorhanden.

Unter- und Obergrenze: Die Untergrenze zum Rawil-Member wird dort gezogen, wo die Abfolge wieder vorwiegend aus Kalkbänken besteht und die gelblichen Mergellagen untergeordnet auftreten. Bei fehlendem Rawil-Member erfolgte die Grenzziehung beim Farbwechsel vom heller grauen «Unteren Schrattenkalk» zum leicht dunkleren «Oberem Schrattenkalk». Die Obergrenze wird durch die letzten mächtigen Kalkbänke gebildet. Sie ist scharf, wo sie durch Erosion und einen teils langen Sedimentationsunterbruch bedingt ist, und kann lokal unscharf sein, wo ein kontinuierlicher Übergang zur Basisbrekzie des Grünen-Members der Garschella-Formation vorliegt (Schongütsch, Brienzerglat).

c₆₋₈ Garschella-Formation Aptien–Cénomanien

Die Garschella-Formation besteht aus sehr unterschiedlichen geringmächtigen Gesteinen. FÖLLMI & OUWEHAND (1987) geben eine Übersicht der aktuell gültigen lithostratigraphischen Gliederung der Formation. Im Gebiet der Blätter Brienz und Beatenberg wurde von den drei Mitgliedern der Garschella-Formation nur das Grünen-Member separat ausgeschieden. Das Brisi- und das Selun-Member sind zwar ebenfalls vorhanden (s. a. KORNER 1978, JOST-STAUFFER 1993), konnten aber aufgrund der geringen Mächtigkeiten und der sehr lokalen Vorkommen im Kartenmassstab nicht als Untereinheiten dargestellt werden. So ist beispielsweise die Luitere-Bank (Brisi-Member) nördlich des Brienzerglats zwar überall vorhanden, jedoch bloss 20–60 cm mächtig (JOST-STAUFFER 1993).

Die Garschella-Formation tritt nur südöstlich der Hohgant-Sundlauenener Verwerfung auf. Im Bereich des Älgäu (westlich des Tannhorns) ist sie unterschiedlich mächtig, weiter südwestlich nur noch lückenhaft vorhanden und wird teilweise durch die Seewen-Formation ersetzt (z. B. südlich des Suggiturs).

Die Garschella-Formation besteht vorwiegend aus gelblich braun anwitterndem, glaukonitischem Sandstein, sandigem Mergel und spätem Kalk (Fig. 22). Die Luitere-Bank wird von glaukonitischem sandigem Kalk und schiefrigem Mergel gebildet, die Phosphorit und Fossilien führen. Als Makrofossilien kommen Belemniten, Rhynchonellen, Terebrateln, Ammoniten und Seeigel vor. Über der Luitere-Bank kann schiefriger, schwach sandiger kalkiger Mergel mit wenig Helliglimmer und mikroskopisch sichtbaren Dolomitrhomboedern (Gams-Schichten) und massiger kieseliger grobspätiger Kalk, der gelblich braun bis olivgrün anwittert («Brisi-Kalk») vorkommen. Der Sandgehalt im «Brisi-Kalk» nimmt von unten nach oben von 3 auf 20% zu, der Glaukonitgehalt beträgt maximal 5%. Der «Brisi-Kalk» kann lokal bis zu 8 m mächtig werden und kleine Felswände bilden. Darüber folgen die Ablagerungen des Selun-Members mit Kondensationshorizonten und grobkörnigem Glaukonitsandstein mit vielen bis zu 2 cm grossen «Brisi-Kalk»-Lithoklasten (Klaus-Bank), dunkelgrün-braunem feinkörnigem Glaukonitsandstein ohne «Brisi-Kalk»-Komponenten (Niederer-Schichten) und hellgrauem



Fig. 22: Gelblich braun anwitternde Garschella-Formation über hellgrauem «Unteren Schratzenkalk» im Steinbruch Steini (Koord. ca. 2636370/1180440). Blick in Richtung Norden. Foto P. Häuselmann, 2011.

mikritischem Kalk mit nuss- bis faustgrossen Geröllen unterschiedlicher Lithologien (Plattenwald-Bank). Der Kalk der Plattenwald-Bank hat eine «Seewerkalk»-ähnliche, hellgraue Grundmasse und enthält neben den schichtparallel eingeregelteten Geröllen viele Belemniten. Andere Fossilien sind selten. Der Glaukonitgehalt variiert zwischen 0 und 30%.

Die Obergrenze der Garschella-Formation wird durch den Kalk der Seewen-Formation gebildet, oder sie ist erosiv gekappt und mit den überlagernden Gesteinen der Wang-Formation beziehungsweise den paläogenen Sedimentgesteinen gegeben.

c_{6G} *Grünten-Member*

Das Grünten-Member (LINDER et al. 2006; «Obere Orbitolinenschichten» in der älteren Literatur) bildet die basale Einheit der Garschella-Formation und ist in den Kartengebieten nur lokal vorhanden. Es tritt vor allem am nördlichen Brienzzergrat auf und ersetzt teilweise die jüngeren Anteile der Schratzenkalk-Formation (Rawil-Member und «Oberer Schratzenkalk»).

Das Grünen-Member kann in den Kartengebieten in eine Basisbrekzie, einen mergeligen und einen gut gebankten kalkigen Abschnitt gegliedert werden, die jedoch auf den Atlasblättern nicht separat ausgewiesen wurden. Die Basisbrekzie ist 1–3 m mächtig und umfasst eine gelbliche sparitische Bank oder mehrere, durch Mergelfugen getrennte Bänke, die bis zu 5% Quarz und Glaukonit, Peloiden, Bryozoen, Lamellibranchier, Dasycladaceen, Serpuliden sowie Kleinforminiferen enthalten. Darüber folgt 13–18 m mächtiger, grau bis gelb gefleckter Mergel mit einem stahlblauen bis violetten Farbstich. Spongiennadeln sind stellenweise angehäuft und gut sichtbar. Den Abschluss bildet ein über 10–20 m gut gebankter kieseliger Kalk, der dem Helvetischen Kieselkalk ähnlich ist. Der Kalk ist feinspätig, zäh, enthält häufig Silexkonkretionen und wittert gelblich an mit einem Stich ins Grüne. Die Bankung variiert zwischen 10 und 60 cm. Im obersten Bereich liegt ein Echinodermenkalk mit vielen grossen Quarzkörnern, etwas Glaukonit und Lamellibranchier, Serpuliden sowie Foraminiferen vor.

Die Grenze zur Luitere-Bank im Hangenden (als Garschella-Formation ausgewiesen) wird mit dem Auftreten von Phosphoritknollen und -krusten gezogen.

Alter, Ablagerungsbereich der Garschella-Formation: Die Basisbrekzie der «Oberen Orbitolinenschichten» (Grünen-Member) konnte von JOST-STAUFFER (1993) am Arntriste (gut 1 km nördlich des Kartengebiets von Blatt Brienz) datiert werden. Die Analyse der Orbitolinidenfauna ergab ein frühes Aptien-Alter («Bédoulien»). Die Datierung wirft aber weitere Fragen auf, wurde doch von SCHENK (1992), ebenfalls anhand der Orbitolinidenfauna, ein «Bédoulien»-Alter für die «Unteren Orbitolinenschichten» (Rawil-Member, Schrattenkalk-Formation) an der Typlokalität im Rawilgebiet an der Lenk und auch an der Bireflue im Gebiet von Blatt Beatenberg bestimmt. Sollte es sich bei den untersuchten Orbitolinen am Arntriste nicht um eine aufgearbeitete Fauna handeln, würde dies bedeuten, dass in den distaleren Faziesgebieten, wie dem Arntriste, die «Unteren Orbitolinenschichten» gleich alt wie die Basisbrekzie der «Oberen Orbitolinenschichten» sind, was nur bei einer sehr raschen Schüttung möglich wäre (JOST-STAUFFER 1993), oder durch das Vorrücken der Plattform. Trotz der Ähnlichkeiten in Alter und mikrofazialer Ausbildung zur Schrattenkalk-Formation zählen LINDER et al. (2006) das Grünen-Member zur Garschella-Formation. Dies vor allem aufgrund der lokalen Vorkommen von Phosphorithorizonten.

Für die Luitere-Bank konnte dank einer Neubestimmung der zahlreichen Ammonitenfunde von Friedrich L. Michel am Nesselstock (1,4 km nordnordöstlich des Briener Rothorns) ein Alter des beginnenden späten Aptiens ermittelt werden (JOST-STAUFFER 1993).

Die Ablagerungen der Garschella-Formation, mit den kondensierten, häufig Glaukonit führenden Gesteinen, deuten auf ein offenmarines Milieu hin, wo Strömungen höhere Sedimentationsraten verhinderten. Insbesondere die Gesteine des Selun-Members, mit den aufgearbeiteten Komponenten anderer Einheiten, zeigen

eine bedeutende Erosion und Umlagerung im Ablagerungsbereich an, wie dies im Einflussbereich starker Strömungen oder im Bereich der Sturmwellenbasis der Fall ist.

c₉₋₁₁ Seewen-Formation
Cénomaniens–Santonien

Die Seewen-Formation («Seewerkalk» nach STUDER 1839) kommt in den Kartengebieten nur östlich der Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung vor (da diese zur Zeit der Ablagerung der Seewen-Formation bereits aktiv war) und auch dort nur stellenweise. So finden sich kleinere Aufschlüsse verstreut über einen Bereich östlich von Sundlauenen, den Hindere Harder und entlang des nördlichen Brienergrats bis zum Chruterepass am nördlichen Rand des Kartengebiets von Blatt Brienz. Abgesehen vom Choltal-Member im Dach der Seewen-Formation konnte die Formation im Gebiet der vorliegenden Atlasblätter nicht weiter gegliedert werden.

Die Seewen-Formation besteht, abgesehen vom Choltal-Member, aus hellgrauem bis leicht hellbraunem, gut gebanktem mikritischem Kalk (Fig. 23). Die Bankung ist teilweise wellig-flaserig ausgebildet. Der Kalk ist von zahlreichen Styliolithen durchzogen und wittert weisslich bis gelblich an. Mikroskopisch sind biogene Komponenten (20–40%) erkennbar. Planktonische Foraminiferen machen den grossen Teil der Komponenten aus. Nur untergeordnet kommen Kalzispähren, kalkige Dinoflagellaten und einzelne Inoceramenprismen vor. Terrigener Detritus ist nicht vorhanden.

Der Kalk der Seewen-Formation ist meistens etwa 2–10 m mächtig und kann kleine Steilwände bilden.

Choltal-Member

Das Choltal-Member ist nur am Hindere Harder, im Gebiet Schönbüel – Suggiture (Atlasblatt Beatenberg), westlich des Tannhorns und am Chruterepass (Atlasblatt Brienz) vorhanden. Es handelt sich um gelblich grau anwitternden schieferigen Kalkmergel. Rostige Flecken oder Flächen können dem Gestein einen ockerfarbenen Farbstich verleihen. Der Mergel hat im frischen Bruch eine hellgraue Farbe, ist bioturbiert und zeigt deshalb stellenweise ein knolliges Aussehen. Mikroskopisch sind wenige benthonische und planktonische Foraminiferen, 1–2% Quarz und kleine Echinodermenfragmente in mikritischer Matrix erkennbar.

Die Mächtigkeit des Choltal-Members beträgt 20–25 m, im Gebiet zwischen Schönbüel und Suggiture erreicht es, vermutlich tektonisch bedingt, 50–60 m. Die Abgrenzung zum Liegenden ist scharf und ergibt sich durch den Wechsel vom gebankten Kalk zum Mergel ohne Kalkbänke (Fig. 24).



Fig. 23: Hellgrauer mikritischer Kalk der Seewen-Formation mit teils wellig-flaserigen Kalkbänken. Östlich des Ällgäuw bei Koord. 2640 502/1180 422. Foto S. Strasky, 2020.



Fig. 24: Verkehrtliegende Seewen-Formation mit der scharf ausgebildeten Grenze vom gelblich anwitternden gebankten Kalk zum schiefrigen Mergel des Choltal-Members. Nordöstlich des Ällgäuw bei Koord. 2640 638/1180 676. Foto S. Strasky, 2020.

Alter, Ablagerungsbereich der Seewen-Formation: Das Alter des «Seewerkalks» wurde anhand der planktonischen Mikrofauna auf den Bereich zwischen spätem Cénomaniern und spätem Coniacien bestimmt (BOLLI 1944). Im Gebiet des östlichen Brienzergrats wurde ein Alter zwischen spätem Turonien und Coniacien ermittelt (JOST-STAUFFER 1993). Das Choltal-Member wurde nach OBERHÄNSLI-LANGENEGGER (1978) in der Zeitspanne vom frühen Santonien bis zum Beginn des späten Santoniens abgelagert.

Der mikritische Kalk der Seewen-Formation, mit vorherrschenden planktonischen Foraminiferen, wurde im offenen Meer, fernab von der Küste (kein terrigener Detritus) abgelagert. Der weltweite Meeresspiegelanstieg und günstige klimatische Bedingungen für verstärkte Planktonproduktion sorgten in diesem Zeitabschnitt für eine erhöhte Karbonatausfällung. Für das Choltal-Member ermittelte OBERHÄNSLI-LANGENEGGER (1978) eine Ablagerungstiefe zwischen 500 und 1000 m.

Unter- und Obergrenze der Seewen-Formation: Der charakteristische hellgraue mikritische Kalk der Seewen-Formation kann gut von den unterlagernden Einheiten (Garschella- und Schratzenkalk-Formation) abgegrenzt werden. Ebenso scharf ist die Obergrenze, die aufgrund der Wang-Transgression diskordant von der Wang-Formation gebildet wird.

c₁₂₋₁₃ Wang-Formation Campanien-Maastrichtien

Die Wang-Formation wurde in der Region der Kartengebiete von ZIMMERMANN (1936) und STÄGER (1944) untersucht. Eine überregionale Zusammenstellung und formelle Definition der Wang-Formation lieferte STACHER (1980). Das Typusprofil befindet sich auf der Alp Wang (Kt. Schwyz). Da die «Wang-Brekzie» an der Typlokalität nicht vorhanden ist, wurde als Ersatz ein Referenzprofil am Wilerhorn gewählt. In dieser Region wurde die Wang-Formation weiter von DIEFFENBACH (1988) und JOST-STAUFFER (1993) charakterisiert und beschrieben. Die nachfolgenden Angaben stammen weitgehend aus diesen beiden Arbeiten.

Die Wang-Formation kommt vom Harder praktisch über den gesamten Brienzergrat und im Wilerhorngebiet vor. Ihre Mächtigkeit variiert im Osten zwischen 80 und 100 m und beträgt im Westen (Augstmatthorn) bis zu 150 m. Größtenteils handelt es sich um eine monotone Abfolge aus schiefrigem Kalk mit Mergelzwischenlagen. Der Kalk ist mikritisch, bioturbiert, sehr hart und bricht splittrig-muschelig. Beim Anschlagen ist ein bituminöser Geruch feststellbar. In der Anwitterung zeigt er unterschiedliche Farbvariationen von sehr hell- bis dunkelgrau. Die Kalkbänke sind mehrere Dezimeter mächtig, aber aufgrund der Schieferung nur undeutlich zu erkennen. An der Basis kommt im Gebiet des Wilerhorns die «Wang-Brekzie» vor (s. unten). Andersorts ist der basale Abschnitt stark san-

dig (bis zu 50% Quarzsand) und enthält gröbere Komponenten und Fossilbruchstücke. Nach oben hin wird die Abfolge kalkiger und weniger schiefrig, der Sandgehalt nimmt ab (7%), die Komponenten werden feinkörniger; dafür beträgt der Anteil an Spongiennadeln nun bis zu 20%. Makrofossilien sind in der Wang-Formation meistens nur als Bruchstücke erhalten. Planktonische Foraminiferen und Inoceramenreste sind nur wenige vorhanden, und Serpuliden (*Jerminella pfenderae*) sind selten.

Gemäss STACHER (1980) hat die Wang-Formation am gesamten Brienzergrat ein Maastrichtien-Alter.

«Wang-Brekzie»

Die «Wang-Brekzie» tritt nur dort auf, wo die basale Schichtlücke am grössten ist und die Wang-Formation frühkretazischen Einheiten aufliegt (STACHER 1980). Dies ist einzig im Gebiet des Wilerhorns der Fall, wo die Wang-Formation über Helvetischem Kieselkalk, «Unterm Schrattekalk» oder Garschella-Formation folgt. Die «Wang-Brekzie» bildet in diesen Gebieten den basalen Abschnitt der Wang-Formation. Die Mächtigkeit der «Wang-Brekzie» ist sehr variabel. Sie kann an einigen Stellen bloss mehrere Zentimeter betragen und andernorts, vor allem im südlichen Bereich, bis maximal etwa 60 m ansteigen. Schnelle laterale Wechsel sind üblich; dass die «Wang-Brekzie» über mehrere hundert Meter verfolgt werden kann – wie nordöstlich des Wilerhorns – ist die Ausnahme (DIEFFENBACH 1988).

Die «Wang-Brekzie» ist im Allgemeinen durch eine Matrix aus dunkelgrauem bis braunem, schiefrigem tonig-sandigem Mergel und Kalk und Komponenten aus liegenden Einheiten charakterisiert (Fig. 25). Die Matrix ist teilweise verkieselt, führt feinkörnigen Quarz, Echinodermenbruchstücke und wenig Glaukonit und Pyrit (JOST-STAUFFER 1993). Die Komponenten sind eckig bis gerundet und zeigen teilweise Anzeichen von Auflösung, was darauf hindeutet, dass sie beim Transport oft nur halbverfestigt waren. Sie können millimeter- bis hausgross sein. DIEFFENBACH (1988) erwähnt denn auch ein ganzes Spektrum lithofazieller Ausbildungen, von der Megabrekzie über matrix- und komponentengestützte Brekzien und Konglomerate bis hin zum mehrere Meter mächtigen Schlammstein. Die Komponenten stammen allesamt aus den an der Basis fehlenden helvetischen Einheiten. Hier umfassen sie Gesteine vom Helvetischen Kieselkalk bis zum Choltal-Member. Am häufigsten kommen Komponenten aus der Seewen-Formation vor (Fig. 25).

Das Alter der «Wang-Brekzie» konnte anhand der Globotruncanenfauna im Gebiet des Wilerhorns von STACHER (1980) als spätestes Campanien bestimmt werden, wobei bereits Anzeichen auf das frühe Maastrichtien gefunden wurden.

Ablagerungsbereich der Wang-Formation: Charakteristisch für die Wang-Formation ist, dass sie auf eine diskordant abgeschnittene Unterlage transgredierte. Die Schichtlücke im Liegenden wird von STACHER (1980) als Folge eines Sedimen-



Fig. 25: «Wang-Brekzie» mit dunkelgrauer Grundmasse und Komponenten aus vorwiegend hellgrauem Kalk der Seewen-Formation bei Fluemeder, südwestlich des Wilerhorns (Koord. 2650670/1180115). Bildbreite: ca 10 cm. Foto S. Strasky, 2021.

tationsunterbruchs gedeutet. Zudem kam es während des Sedimentationsunterbruchs zu submariner Erosion, wodurch die Schichtlücke gegen Süden sukzessive vergrößert wurde. Auch Bruchtektonik dürfte eine Rolle gespielt haben. In tief erodierten submarinen Canyons am Kontinentalabhang gelangte Material unterschiedlicher Einheiten durch Debris-Flows in tiefere Bereiche. Die «Wang-Brekzie» wird als solche Debris-Flow-Ablagerung betrachtet. Die eckigen und teilweise schlecht gerundeten Komponenten sind Anzeichen einer kurzen Transportdistanz. Einzelne grosse Blöcke dürften als Olistolithe eingeglitten sein. Die mächtigeren Schlammsteinablagerungen könnten durch niedrigenergetische Trübestrome entstanden sein. Für den kalkigen Teil der Wang-Formation, der den Grossteil der Einheit ausmacht, geht STACHER (1980) von einer Ablagerung im Schelfrandbereich bis zum oberen Kontinentalabhang aus.

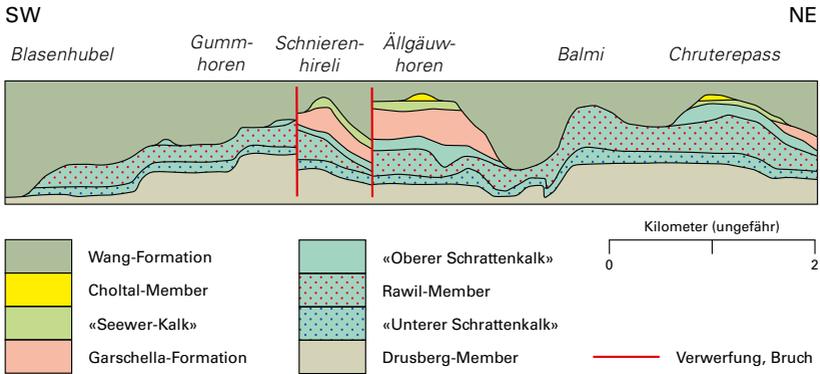


Fig. 26: Schematisches Profil längs des Brienzgrats zur Veranschaulichung der Unterlage der Wang-Formation. Unterschiedlich starke Erosion führte dazu, dass verschiedene lithostratigraphische Einheiten die ehemalige Oberfläche bildeten, bevor die Wang-Transgression einsetzte.

Unter- und Obergrenze der Wang-Formation: Die Abgrenzung der Wang-Formation zu den unterlagernden Einheiten lässt sich aufgrund der lithologischen Unterschiede und mitunter dank einer Winkeldiskordanz gut vornehmen. Die Unterlage der Wang-Formation wird auf der gesamten Länge des Brienzgrats aufgrund der unterschiedlich ausgeprägten Schichtlücke im Liegenden durch verschiedene spätkretazische Einheiten gebildet. Ein schematisches Profil, das die Kontaktverhältnisse entlang des Brienzgrats zeigt, ist in Figur 26 ersichtlich. Dieses Profil stellt die unterschiedlichen Mächtigkeiten der Schichtglieder zwischen Drusberg- und Choltal-Member aber nur sehr schematisch dar und ist deshalb nicht als Interpretation der Faziesräume zu verstehen.

Die Obergrenze der Wang-Formation ist in der Region des Wilerhorns nirgends aufgeschlossen, am Brienzgrat wird sie durch den Hiatus an der Kreide-Paläogen-Grenze und den überlagernden eozänen Sedimentgesteinen gebildet. Am häufigsten findet sich im Hangenden der Wang-Formation der Hohgant-Sandstein (Niederhorn-Formation), aber auch das Fruttli-Member (Klimsenhorn-Formation) kann die Wang-Formation überlagern. Der Kontakt ist durch den Hiatus stets scharf.

Paläogen

Nach einer mehrere Millionen Jahre dauernden Festlandphase in der späten Kreidezeit und dem frühen Paläogen (Schichtlücke) erfolgte eine Transgressionsphase, die zur Ablagerung der paläogenen Sedimente führte. Die Transgression erfolgte im helvetischen Raum generell von Südosten nach Nordwesten, so dass in dieser Richtung immer jüngere paläogene Sedimentgesteine auf die kreidezeitliche Unterlage abgelagert wurden. Entscheidend beeinflusst wurde die Ablagerung der paläogenen Sedimente zudem durch synsedimentäre Bruchsysteme. Die zur Kreidezeit und im Eozän aktive Hohgant-Sundlauenener Verwerfung führte dazu, dass in den vorliegenden Kartengebieten kretazische und paläogene Einheiten (Garschella- bis Wang-Formation bzw. Wildstrubel-Formation und Fräkmünt- sowie Band-Member) nur südöstlich der Verwerfung zur Ablagerung gelangten.

Die paläogene Gesteinsabfolge kann bereits als Vorlandbeckensequenz betrachtet werden (PFIFFNER 1986, SINCLAIR & ALLEN 1992). Durch das Vorrücken des Orogens wurde die Vorlandplatte zusehends nach unten gedrückt (z.B. KEMPF & PFIFFNER 2004, PFIFFNER 2014), was durch den immer tiefer werdenden Ablagerungsbereich in der Sedimentabfolge verdeutlicht wird: Auf küstennahe flachmarine Quarzsandsteine und mikritische Kalke (Klimsenhorn-, Wildstrubel- und Niederhorn-Formation) folgt offenmariner Mergel (Stad-Formation), und den Abschluss bilden – einzig in der südöstlichsten Ecke des Kartengebiets von Blatt Brienz vorhanden – turbiditische Gesteine (Nordhelvetische Flysch-Gruppe).

Ausführliche Arbeiten zur Entwicklung der helvetischen paläogenen Abfolge und deren lithostratigraphischen Einheiten finden sich in HERB (1988) beziehungsweise MENKVELD-GFELLER et al. (2016).

Klimsenhorn-Formation

Lutétien–Bartonien

Die Klimsenhorn-Formation wurde von MENKVELD-GFELLER (1997) am Klimsenhorn (Kt. Nidwalden) formell definiert und in drei Member gegliedert. Im Gebiet von Blatt Beatenberg konnten jedoch nicht alle drei Member separat ausgewiesen werden. Das Band-Member bildet hier zusammen mit dem Fräkmünt-Member eine Kartiereinheit. Im Gebiet von Blatt Brienz beschränkt sich das Vorkommen der Klimsenhorn-Formation auf einen einzigen Aufschluss des Fruttli-Members am Grat südwestlich des Blasenhubel.

Das Alter der Klimsenhorn-Formation konnte anhand der Nummulitenfauna auf das Zeitintervall zwischen dem späten Lutétien und dem frühen Bartonien bestimmt werden (HERB 1988).

e₄ *Fräkmünt- und Band-Member*

Das Fräkmünt-Member («Complanata-Schicht», KAUFMANN 1867) und das Band-Member («Obere Perforatusschicht», SCHUMACHER 1948) wurden – aufgrund der geringen Mächtigkeit des Band-Members – auf Atlasblatt Beatenberg zusammengefasst dargestellt. Die beiden Member kommen südlich der Waldegg vor. Die gesamte Mächtigkeit beträgt dort ungefähr 10 m. Bereits BECK (1911a) beschrieb diese Aufschlüsse und belegte aufgrund der vorhandenen Nummulitenfauna das Lutétien-Alter der Gesteine. Dies wurde nach weiterer Prüfung in derselben Region von MOLLET (1916) bestätigt. Ein weiteres Vorkommen beschreibt GIGON (1952) in der Region Steini beim ehemaligen Steinbruch (Koord. 2636 350/1180380), wo er die «Complanata-Schichten» 2,7 m mächtig vorfand.

Das Fräkmünt-Member besteht aus Quarzsandstein mit Einschaltungen von nummulitenreichen sandigen Kalkbänken. Der Sandstein ist Glaukonit führend und besitzt oft ein brekziöses Aussehen. Teilweise kann eine Kreuzschichtung beobachtet werden. Das charakteristische Merkmal dieses Members bilden aber sicher die massenhaft vorhandenen grossen Nummuliten.

Über dem Fräkmünt-Member folgt stets mit einem deutlichen Kontakt das Band-Member. Dieses besteht aus einem fossilereen massigen Quarzsandstein und einer Wechsellagerung von Kalksandstein und Kalk, die reich an Nummuliten der *perforatus*-Gruppe sein kann (MENKVELD-GFELLER 1997).

Ablagerungsbereich, Obergrenze: Das Fräkmünt-Member ist im küstennahen, flachmarinen Milieu abgelagert worden. Kreuzschichtung deutet auf eine Ablagerung im Bereich der Schönwetterwellenbasis hin. Erhöhter Sandeintrag führte zur Ausbildung des fossilereen Quarzsandsteins des Band-Members und zeigt an, dass die Entwicklung der Karbonatplattform durch grössere Schüttungen von Quarzsanden unterbrochen oder zumindest verzögert wurde (MENKVELD-GFELLER 1997). Die Grenze zum überlagernden Fruttli-Member ist scharf und liegt dort, wo der typisch hellbraun anwitternde Kalksandstein mit zahlreichen Discocyclinen auftritt.

e₄₋₅ *Fruttli-Member*

Das Fruttli-Member («Discocyclinenschicht», GIGON 1952; «Discus-Schicht», BREITSCHMID 1978) ist in der gesamten helvetischen Randkette verbreitet und reicht vom Balmholz im Südwesten bis in die Region des Hohgants im Nordosten. Trotz der geringen Mächtigkeiten von wenigen Zentimetern bis maximal 6 m bildet das Fruttli-Member aufgrund der charakteristischen, zahlreichen grossen Discocyclinen einen wichtigen Leithorizont.

Der Kalksandstein bis feinsandige Kalk mit Discocyclinen wittert hellbraun an und enthält teilweise etwas Glaukonit. Die grossen Foraminiferen (*Discocyclina*

discus) erreichen Durchmesser von bis gut 6 cm und sind in ausserordentlich hoher Anzahl vertreten (s. Umschlagfoto der Erläuterungen). Untergeordnet kommen Bryozoen, Echinodermenbruchstücke und Austernreste vor. Die Bioklasten machen 45–65%, detritischer Quarz 10–30% und nichtkarbonatische Minerale (u.a. Glaukonit) 6–10% des Gesteins aus (BREITSCHMID 1976).

Zwei Aufschlüsse sind besonders zu erwähnen: Einerseits ist dies ein sehr kleines Vorkommen im Quellgebiet des Büelbachs (Koord. 2629 890/1175 135), das in diesem Gebiet die Untergrenze der Niederhorn-Formation markiert. Andererseits ist es das einzige Vorkommen des Fruttli-Members im Gebiet von Blatt Brienz. Dieses befindet sich auf dem Grat südwestlich des Blasenhubel (Koord. 2638 350/1177 770). Dort bildet das Fruttli-Member ein kleines Karrenfeld mit einer Fläche von etwa 600 m². Das kleine isolierte Vorkommen hat keine laterale Fortsetzung. Da das Fruttli-Member in diesem Gebiet auch nicht von Brüchen begrenzt wird, dürfte es sich um eine grössere Taschenfüllung in der Wang-Formation handeln, wie im kleineren Massstab häufig beobachtet werden kann.

Ablagerungsbereich, Obergrenze: Als Ablagerungsmilieu des Fruttli-Members wird der äussere Schelfbereich angenommen (BREITSCHMID 1978). Das Fruttli-Member lässt sich von den anderen lithostratigraphischen Einheiten relativ gut unterscheiden, da es – abgesehen vom Fräkmünt-Member – als einzige Einheit grosse Discocyclinen aufweist. Die Obergrenze zur Niederhorn-Formation ist unterschiedlich ausgebildet: Als allmählicher Übergang mit zunehmendem Quarzgehalt und stetig kleiner werdenden Discocyclinen, bis nach etwa 6 m nur noch einzelne Exemplare vorkommen (z.B. im Gebiet Chüematte), oder als scharfe Grenze zu nahezu sterilem Hohgant-Sandstein (z.B. Bireflue und Wagemoos).

Wildstrubel-Formation

Bartonien

Die Wildstrubel-Formation umfasst nach MENKVELD-GFELLER (1994) und FUNK et al. (2013) das Küblibad-, das Tierberg- und das Schimberg-Member. In den Kartengebieten ist vermutlich einzig das Küblibad-Member vorhanden. Es konnte jedoch aufgrund der sehr lokalen und bloss 1–2 m mächtigen Vorkommen (z.B. bei Koord. 2628 800/1170 220) auf Atlasblatt Beatenberg nicht dargestellt werden. Da die Typlokalität des Küblibad-Members im Gebiet von Blatt Beatenberg, beim ehemaligen Bad im Mündungsbereich des Lombachs in den Thunersee (Koord. 2628 700/1170 200) liegt, wird es nachfolgend trotzdem kurz charakterisiert: Das Küblibad-Member («Glaukonitschichten», BECK 1911a; «Glaukonitschichten von Küblibad», MOLLET 1916) wird von dünnbankigem sandigem, wenig Glaukonit führendem Kalk bis kalkigem Sandstein gebildet. An der Basis kann stellenweise ein Hartgrund vorhanden sein. Der basale Abschnitt ist häufig phosphoritisch und

kann grosse Discocyclinen enthalten, die möglicherweise aber durch Bioturbation aus dem unterlagernden Fruttli-Member in das Küblibad-Member gelangten. Die Ausdehnung des Küblibad-Members beschränkt sich in den Kartengebieten auf die nähere Umgebung der Typlokalität. Für weiterführende Angaben sei hier auf die Arbeit von MENKVELD-GFELLER (1994) verwiesen.

Niederhorn-Formation Bartonien–Priabonien

Das Typusprofil der Niederhorn-Formation (Fig. 27) liegt im Gebiet von Wagemoos im Seefeld (MENKVELD-GFELLER 1994). Die formelle Definition der Formation erfolgte in FUNK et al. (2013). Im Gebiet von Blatt Beatenberg macht die Niederhorn-Formation (Hohgant-Sandstein u. Gemmenalp-Kalk, inkl. deren Untereinheiten) den Grossteil der helvetischen Randkette aus (BREITSCHMID 1976, 1978). Im Gebiet von Blatt Brienz kommen die beiden Member der Niederhorn-Formation nur noch lokal vor.

e_{5-6H} *Hohgant-Sandstein*

Die Bezeichnung Hohgant-Sandstein und dessen erstmalige Charakterisierung gehen auf STUDER (1834) zurück. Er beschrieb den Hohgant-Sandstein als bräunlich grauen bis bräunlich weissen, meist feinkörnigen Quarzsandstein und erwähnte auch feinkonglomeratische Partien, die jedoch nur selten vorkommen.

Der Quarzsandstein ist kalkig und kann Muscheltrümmer und/oder Heliglimmer enthalten. Er wittert braun an und zeigt oft eine Verwitterungsrinde. Eine weitere auffällige Verwitterungserscheinung sind einige Zentimeter bis 20 cm grosse Löcher, die sich aufgrund von Lösung der karbonatreicheren Partien bilden. Der Karbonatgehalt variiert von 10 bis 50% (BREITSCHMID 1976). Vor allem in den kalkhaltigeren Partien sind Wühlgänge häufig. Zwischen den Sandsteinbänken finden sich vereinzelt Kohlelagen, die am Niederhorn und Gemmenalphorn teilweise abgebaut wurden (s. Kap. Rohstoffe). Als laterale Äquivalente der von BREITSCHMID (1976, 1978) angegebenen beiden «Kohleschichten» kommen andernorts Brackwassersedimente vor. So finden sich insbesondere am Sigriswilgrat gut ausgebildete Brackwasserablagerungen (Fig. 28), die bereits von KAUFMANN (1886) studiert und von JANSSEN (1988) detailliert beschrieben wurden (Berglikehle-Bank). In gewissen Abschnitten – vorwiegend im mittleren und oberen Teil – kann der Hohgant-Sandstein in einer schieferigen Ausprägung vorliegen, die im Vergleich zum Nebengestein einen etwas höheren Gehalt an Glimmer und Tonmineralen aufweist. Dies ist beispielsweise im Gebiet Traubach – Blossmoos – I Lamme der Fall. Weiter beschreibt BREITSCHMID (1976) eine Varietät mit Discocyclinennestern. Dabei handelt es sich um dezimetergrosse, klar begrenzte Linsen mit erhöhtem Karbonatgehalt und auffallend vielen Discocyclinen, Nummuliten und oft auch Austernschalenresten.

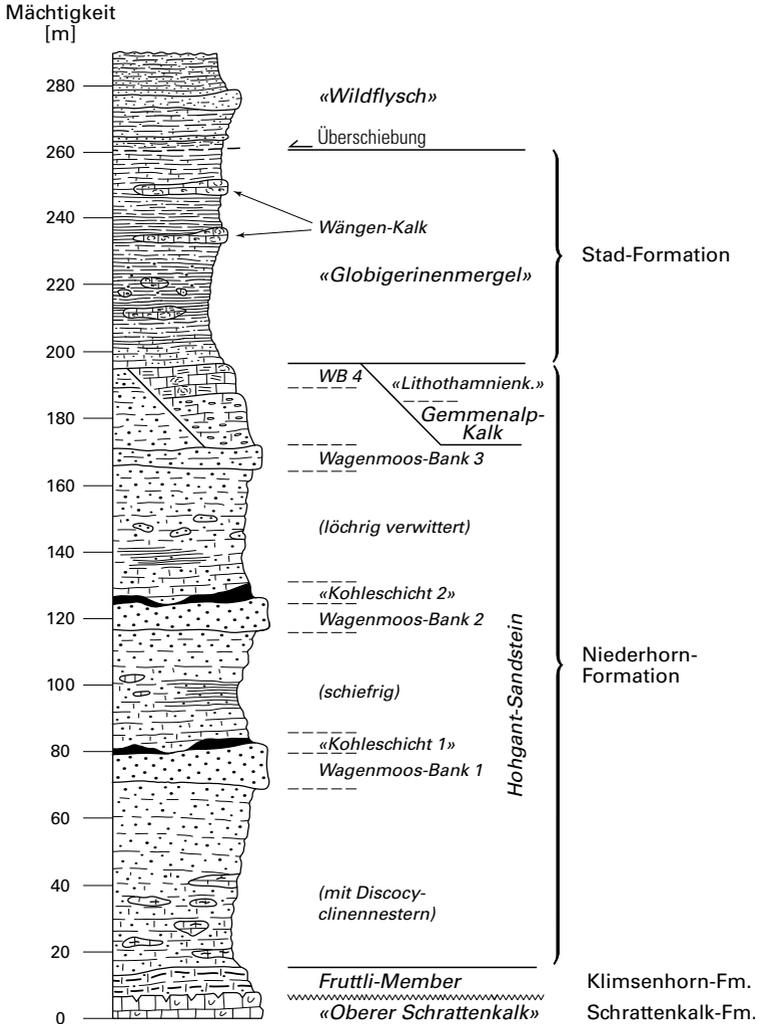


Fig. 27: Zusammengesetztes Profil der eozänen Einheiten im Gebiet Loubenegg - Gemmenalp - Chromatta - I Lamme - Wagenmoos (leicht modifiziert nach BREITSCHMID 1976, 1978).
WB 4 = Wagenmoos¹-Bank 4.

¹ Die Flurbezeichnung Wagenmoos geht auf die Originalbeschreibung von BREITSCHMID (1976, 1978) zurück. In der neuen topographischen Karte hat der Name zu Wagenmoos geändert.



Fig. 28: Brackwasserablagerung aus fossilreichem megeligem Kalk mit hoch-trochospiralen Schneckenschalen innerhalb des Hohgant-Sandsteins am Sigriswilgrat bei Koord. 2624380/1174890. Hammerspitze als Grössenvergleich. Foto S. Strasky, 2021.

An Sedimentstrukturen können Parallellamination und teilweise deutliche Kreuzschichtung erkannt werden.

In der Nähe der Schüttungszentren (Klimsenhorn, Hohgant) und auch generell im Gebiet von Blatt Beatenberg ist die Zyklizität des Hohgant-Sandsteins ausgeprägt ausgebildet. Dies erlaubt das Ausscheiden weiterer formeller und informeller Schichtglieder (Wagenmoos-Bänke 1–4, Sandkalk bis quarzfreier Kalk), die innerhalb des Hohgant-Sandsteins vorkommen und nachfolgend beschrieben sind:

$e_{w1} - e_{w4}$ *Wagenmoos-Bänke 1–4*

Im Gegensatz zum restlichen Hohgant-Sandstein bestehen die Wagenmoos-Bänke («Quarzitbänke» nach COLOMBI 1960) vorwiegend aus Quarzsandstein. Innerhalb des Hohgant-Sandsteins lassen sich vier solche Bänke ausscheiden, die nach ihrer relativen Abfolge von unten nach oben als Wagenmoos-Bänke 1–4 bezeichnet werden (BREITSCHMID 1976; Fig. 27). Die Wagenmoos-Bänke 1 und 2 bestehen aus kalkfreiem Quarzsandstein, während die Bänke 3 und 4 wenig kalkigen Zement aufweisen. Der Quarzsandstein der Wagenmoos-Bänke bildet oft

markante Geländestufen und wird von der typisch quarzaffinen, gelblich grünen Flechte *Rhizocarpon geographicum* bewachsen. Dies vereinfacht das Ausscheiden der Bänke. Deutlich schwieriger gestaltet sich jedoch die Zuordnung der Bänke, wenn keine relative Abfolge ersichtlich ist und laterale Wechsel eine Korrelation erschweren.

e_k *Sandkalk bis quarzfreier Kalk*

Im Hohgant-Sandstein können bis ins Dach immer wieder karbonatreichere Partien vorkommen. Diese können als Sandkalk bis quarzfreier Kalk, zum Teil mit Discocyclinen oder Rotalgen, ausgebildet und dem Gemmenalp-Kalk beziehungsweise dem «Lithothamnienkalk» sehr ähnlich sein. Der Sandkalk bis quarzfreier Kalk wurde im Gebiet nordöstlich des Gemmenalphorns auf Atlasblatt Beatenberg dargestellt, da er dort relativ häufig auftritt, für die Höhlenbildung in der Region eine relevante Rolle spielt und aufgrund von Dipslope-Situationen grosse Areale einnimmt. Dies ist beispielsweise im Schöpfewald und in der Chromatta der Fall, wo die kalkige Fazies grosse Karrenfelder bildet. Südwestlich des Gemmenalphorns sind die karbonatreicheren Partien innerhalb des Hohgant-Sandsteins weniger ausgeprägt und deshalb auf dem Atlasblatt nicht separat ausgewiesen worden.

Aufgrund der lithologischen Ähnlichkeit zum Gemmenalp-Kalk (inkl. «Lithothamnienkalk») ist eine Unterscheidung zu diesem nicht einfach. Entscheidend ist, ob ein Quarzsandstein die kalkige Fazies abschliesst, was beim Sandkalk bis quarzfreier Kalk (e_k) der Fall ist, nicht aber beim Gemmenalp-Kalk (MENKVELD-GFELLER 1994).

Mächtigkeit des Hohgant-Sandsteins: Die Mächtigkeit des Hohgant-Sandsteins kann sehr unterschiedlich sein. Entlang des Brienzgrats ist die Mächtigkeit meist stark reduziert und beträgt oft nur 3–5 m, andernorts kann sie bis zu 200 m betragen. Gemäss geologisch-speleologischen Untersuchungen im Bärenschacht (Gemeindegebiet Beatenberg) nimmt die Mächtigkeit des Hohgant-Sandsteins in der Nähe der synsedimentär aktiven Hohgant-Sundlauen-Verwerfung sprunghaft zu (HÄUSELMANN 2002). Neue Untersuchungen zeigen eine Mächtigkeit von mindestens 600 m unmittelbar an der Hohgant-Sundlauen-Verwerfung im Bärenschacht unter der Waldegg.

Alter, Ablagerungsbereich des Hohgant-Sandsteins: Das Alter des Hohgant-Sandsteins wurde anhand von Nummuliten bestimmt und entspricht dem Zeitintervall vom Bartonien bis ins Priabonien (MENKVELD-GFELLER 1994). Die Sedimente des Hohgant-Sandsteins wurden in der Küstenregion, im Bereich zwischen Küste und dem Übergangsbereich zum inneren Schelf, abgelagert. Die unterschiedlichen Faziesräume sind in Figur 29 abgebildet. Starke laterale Fazies- und

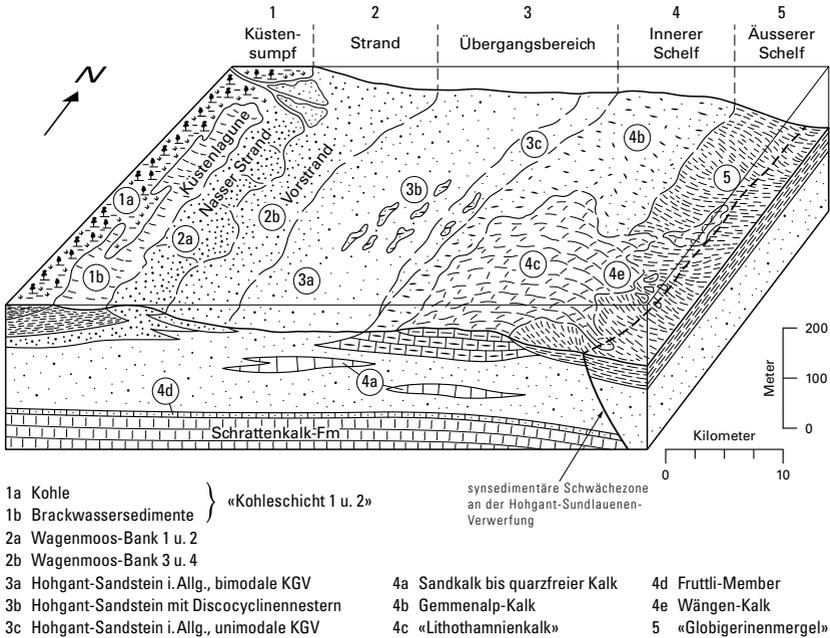


Fig. 29: Faziesräume der eoziänen Sedimentgesteine im Gebiet von Blatt Beatenberg (Fräkmünt- u. Band-Member sind aufgrund der sehr lokalen Verbreitung hier nicht dargestellt). Die Niederhorn-Formation (1a–4c, s. Fig. 27) wurde in einem sehr dynamischen Umfeld von der Küste bis zum inneren Schelf abgelagert. KGV = Korngrößenverteilung. Nach BREITSCHMID (1976, 1978).

Mächtigkeitsänderungen werden durch den Wechsel von Trans- und Regressionen in Küstennähe (BREITSCHMID 1976, 1978) sowie durch aktive synsedimentäre Bruchtektonik (MENKVELD-GFELLER 1995) erklärt.

Unter- und Obergrenze des Hohgant-Sandsteins: Die Untergrenze des Hohgant-Sandsteins wird durch das Fruttli-Member mit den typischen, grossen Discocyclinen oder den kretazischen Kalken gebildet. Lokal können die Gesteine der Wildstrubel-Formation das Liegende des Hohgant-Sandsteins ausmachen. Die Obergrenze zum Gemmenalp-Kalk ist schwieriger zu fassen, da dieser lithologisch ähnlich ausgebildet ist und kleinräumige laterale Wechsel vorkommen. Der Gemmenalp-Kalk setzt ein, sobald die eigentlichen Quarzschüttungen zurückgehen und kein reiner Quarzsandstein mehr auftritt. Der Übergang zur Stad-Formation liegt dort, wo der Sandanteil zugunsten des Mergels zurückweicht und der

Mergel die Abfolge zu dominieren beginnt. Dies ist jedoch nicht immer deutlich, so kommt beispielsweise in der Region Säge – Blossmoos im Dach des Hohgant-Sandsteins einerseits Nummuliten und Rotalgen führender Kalk vor, und andererseits enthält die Stad-Formation bis metermächtige, Rotalgen führende Kalkbänke (Wängen-Kalk). Es findet demnach in dieser Region ein kontinuierlicher Übergang vom Hohgant-Sandstein zur Stad-Formation statt.

e_{s-6G} *Gemmenalp-Kalk*

Im Dach des Hohgant-Sandsteins kann eine karbonatische Entwicklung zu einem sandigen Discocycluskalk bis reinen «Lithothamnienkalk» beobachtet werden. Die kalkigen Gesteine im Hangenden des eigentlichen Hohgant-Sandsteins wurden in der älteren Literatur auch als «Ralligmarmor» (u.a. COLOMBI 1960; s. a. Kap. Rohstoffe) bezeichnet. Heute wird anstelle dieser lithologisch unkorrekten, von Steinmetzen im Gebiet des Ralligen-Bergsturzes geprägten Bezeichnung der Begriff Gemmenalp-Kalk (MENKVELD-GFELLER 1993) verwendet.

Der Gemmenalp-Kalk kommt im Gebiet von Blatt Beatenberg in der helvetischen Randkette vor allem in der Region Gemmenalphorn – Niederhorn vor, im Gebiet von Blatt Brienz ist nur ein Aufschluss nordwestlich des Wannepasses (Ko-ord. 2642280/1181670) bekannt. Im Gebiet von Blatt Beatenberg konnte zudem der «Lithothamnienkalk» als Fazies des Gemmenalp-Kalks ausgewiesen werden. Die Mächtigkeit des Gemmenalp-Kalks beträgt meistens 5–20 m, kann lokal aber bis zu 40 m erreichen.

Der Gemmenalp-Kalk besteht aus einem gelblich grauen bis hellbraunen, teilweise wenig glaukonitischen, Discocyclus führenden Sandkalk. Die Discocyclus erreichen noch etwa einen Zentimeter im Durchmesser. Vereinzelt können Rotalgen auftreten sowie Nummuliten, Bryozoen und Muschelreste. Der Quarzgehalt macht immer noch 10–25 % aus (BREITSCHMID 1976). Stärker sandige Ausbildungen werden sowohl östlich wie auch westlich der Gemmenalp beobachtet. Der Discocyclus führende Sandkalk wittert hellbraun an und zeigt eine Karrenbildung.

«Lithothamnienkalk»

Der «Lithothamnienkalk» ist ein hellgrau anwitternder, biomikritischer bis biosparitischer Kalk. Die gesteinsbildenden Rotalgen (Corallinaceen) sind hauptsächlich ineinander verflochten und teilweise auch als Knollen vorhanden. Häufig kommen zudem Nummuliten und Bryozoen vor, seltener Discocyclus, Muschel- und Echinodermenbruchstücke, benthonische Kleinforaminiferen und Serpuliden. Quarz macht nur noch einen Anteil von 0–5 % des Gesteins aus. Im Bruch hat der Kalk eine beige Farbe, und die Rotalgen sind durch einen helleren Farbton gut erkennbar. Der «Lithothamnienkalk» kann in dünnen Bänken mit unregelmässig

knolligen Schichtflächen oder massig vorkommen. In letzterem Fall zeigt er häufig eine ausgeprägte Karrenbildung und erinnert – zusammen mit der hellgrauen Verwitterungsfarbe – an die Schratzenkalk-Formation. Beispielhaft finden sich solche Karrenbildungen im Südwestabschnitt des Sigriswilgrats, am Wanderweg Unterbärgli – Oberbärgli und südlich des Sigriswiler Rothorns.

Alter, Ablagerungsbereich des Gemmenalp-Kalks: Das Alter des Gemmenalp-Kalks dürfte dem Priabonien entsprechen. Genaue biostratigraphische Untersuchungen liegen nicht vor. Der Gemmenalp-Kalk wurde auf dem inneren Schelf abgelagert (Fig. 29). Anzeichen dafür sind insbesondere die Rotalgen, die sich nur bei eingeschränktem detritischem Sedimenteintrag und geringer Strömung entwickeln.

Laterale Fortsetzung, Unter- und Obergrenze des Gemmenalp-Kalks: Die Position des Gemmenalp-Kalks innerhalb der Sedimentabfolge der Niederhorn-Formation ist aufgrund der schnell wechselnden Ablagerungsbedingungen nicht überall gleich. Im Gebiet Gemmenalphorn – Niederhorn überlagert der Gemmenalp-Kalk die Wagenmoos-Bank 3, während er im südlichen Seefeld über der Wagenmoos-Bank 4 folgt. Die Untergrenze bildet aber in jedem Fall ein Quarzsandstein aus der Abfolge des Hohgant-Sandsteins.

Die laterale Abgrenzung zum Hohgant-Sandstein erfolgt über den geringeren Sandgehalt und das Vorherrschen der charakteristischen Discocyclinen beziehungsweise Rotalgen im deutlich höheren Anteil der bioklastischen Komponenten. Die Obergrenze ist meistens scharf und wird durch das Einsetzen der mergeldominierten Abfolge der Stad-Formation gebildet.

e₆ **Stad-Formation** Priabonien

Die Stad-Formation, inklusive Wängen-Kalk, wurde bereits von KAUFMANN (1867, 1886) am Pilatus beschrieben und teilweise noch zum Flysch gestellt. Danach wurden vor allem die Bezeichnungen «Globigerinenschiefer» oder «Globigerinenmergel» in der Literatur verwendet (u.a. BECK 1911a, ECKERT 1963, HERB 1988). Heute sind die Stad-Formation und der Wängen-Kalk (im Rang einer lithostratigraphischen Bank) als formelle Einheiten definiert (MENKVELD-GFELLER et al. 2016).

Die Stad-Formation bildet die höchste paläogene Einheit in den Kartengebieten und weist Mächtigkeiten von 100–150 m auf. Sie kommt in der helvetischen Randkette sowie entlang der Überschiebung des Habkern-Melanges vor. Zwei isolierte Vorkommen am Hörnli und am Finsterbüel im Gebiet des Wilerhorns (Blatt Brienz) sind besonders erwähnenswert. Die Aufschlüsse wurden in diesem Gebiet bisher unterschiedlichen lithostratigraphischen Einheiten zugeordnet («Fliegen-



Fig. 30: Gelblich grau anwitternder schieferiger Mergel der Stad-Formation, nordwestlich des Hörnli (Koord. 2650 459/1180 839). Foto S. Strasky, 2021.

spitz-Schichten», STACHER 1980; Stad-Formation, DIEFFENBACH 1988; Tierberg-Member, MENKVELD-GFELLER et al. 2016). Anhand von Analysen an Nannofossilien aus Mergelproben beim Hörnli (Koord. 2650 459/1180 839; Fig. 30) konnte die Zuordnung zur Stad-Formation belegt werden. Die Untersuchungen ergaben Einstufungen in die Nannoplanktonzonen von spätem NP19 und frühestem NP20, was dem Priabonien entspricht.

Lithologisch besteht die Stad-Formation aus schieferigem siltig-sandigem, wenig Hellglimmer führendem Mergel. Dieser ist im frischen Bruch beige bis dunkelgrau und hat eine gelblich graue Anwitterungsfarbe. Stellenweise ist der Mergel bioturbiert. Makrofossilien sind keine enthalten, dafür sind die ehemals namensgebenden Globigerinen häufig. Nur selten treten benthonische Foraminiferen und Bruchstücke von Nummuliten, Discocyclusen, Bryozoen und Echinodermen auf.

Im basalen Abschnitt der Stad-Formation kommen in der Region des Hohgants 30–40 cm mächtige Bänke aus Sandstein (vom Typ Hohgant-Sandstein) und Kalksandstein innerhalb des Mergels vor.

Wängen-Kalk

Der Wängen-Kalk bildet bis zu metermächtige Einschaltungen in der Stad-Formation. Es handelt sich dabei um mikritischen bis mikrosparitischen «Lithothamnienkalk». Als Bioklasten können neben den vorherrschenden Rotalgen häufig auch Nummuliten und Bryozoen beobachtet werden. Der Wängen-Kalk ist dunkelgrau und wittert hellgrau bis ockerfarben an.

Vorkommen von Wängen-Kalk sind nur aus den folgenden drei Gebieten bekannt: Waldegg, Guggihürli und die Gegend nördlich von Habkern.

Ablagerungsbereich der Stad-Formation: Die relativ monotone Mergelabfolge der Stad-Formation mit fast ausschliesslich planktonischen Foraminiferen wurde im offenermarinen Bereich, vermutlich unterhalb der Sturmwellenbasis, abgelagert. Die Silt- und Sandfraktion im Gestein deutet jedoch noch auf einen ausgeprägten Landeinfluss hin. Die Sandsteinbänke im basalen Abschnitt der Stad-Formation und der Wängen-Kalk dürften verfestigte Ablagerungen von Trübeströmen – im Zusammenhang mit synsedimentärer Bruchtektonik – darstellen.

Unter- und Obergrenze der Stad-Formation: Die Abgrenzung zum unterlagernden Hohgant-Sandstein oder Gemmenalp-Kalk ist meist scharf. In der Region Haglättsch – Traubach – I Lamme findet jedoch ein gradueller Übergang vom schiefrigen Hohgant-Sandstein in den schiefrigen sandigen Mergel der Stad-Formation statt. Die bräunlicheren und etwas härteren Gesteine wurden noch zum Hohgant-Sandstein gestellt und die etwas weicheren, hellgräulichen zur Stad-Formation. Die Obergrenze zum «Wildflysch» des Habkern-Melanges beziehungsweise zum Schlieren-Flysch der Schlieren-Decke ist aufgrund der lithologisch ähnlich ausgebildeten und schlecht aufgeschlossenen Gesteine schwierig. Bei guten Aufschlussverhältnissen kann zwischen der Stad-Formation und dem Schlieren-Flysch eine Winkeldiskordanz beobachtet werden. Die Stad-Formation zeigt sich im Feld zudem oft als toniger und damit rutschanfälliger als der Schlieren-Flysch.

HABKERN-MELANGE

Das Habkern-Melange liegt zwischen der Basis der penninischen Schlieren-Decke und der helvetischen Drusberg-Decke. Im Gebiet der Blätter Brienz und Beatenberg erstreckt es sich vom Tannigsboden im Nordosten bis nach Unterseen im Südwesten. Zwei weitere isolierte Vorkommen befinden sich im Gebiet von Blatt Beatenberg östlich der Chüematte und beim Guggihürli. Der Begriff des Habkern-Melanges geht auf BAYER (1982) zurück. Er verwendete den Begriff des Habkern-Melanges jedoch für die Gesamtheit der «Wildflysch»-Vorkommen zwischen der Basis des penninischen Deckenkomplexes und der helvetischen Decken

und schied zwei Teilmelanges aus: das Iberg-Melange und das Sörenberg-Melange. Heute werden die beiden Teilmelanges als eigenständige Einheiten betrachtet und als Iberg-Melange (Region Schwyz und Ostschweiz) beziehungsweise Habkern-Melange (rund um Habkern und in der Zentralschweiz) bezeichnet. Die hier verwendete Bezeichnung Habkern-Melange entspricht somit dem ehemaligen Sörenberg-Melange in BAYER (1982).

Gemäss BAYER et al. (in Vorb.) dürfte der Ablagerungsraum des Habkern-Melanges südlich des südhelvetischen Flyschs der Subalpinen Flysch-Zone gelegen haben, am Fuss des langsam vorrückenden Akkretionskeils, welcher zu dieser Zeit die alpine Front bildete. In diesem Vortief wurde vorher der Schlieren-Flysch abgelagert. Dies belegt auch die Zusammensetzung der enthaltenen exotischen Elemente im Melange (Habkern-Granit, Leimern-Kalk, Gesteine der Klippen-Decke). Im weiteren Verlauf der Alpenbildung gelangten das Habkern-Melange und die Subalpine Flysch-Zone dann in ihre heutige tektonische Stellung.

f_w «Wildflysch»
?Spätes Eozän

Der «Wildflysch» wurde erstmals von KAUFMANN (1886) untersucht und als stark deformierter, dunkelgrauer bis schwarzer «Schiefer» mit Blöcken oder Paketen aus klastischen Sedimentgesteinen, verschiedenen Kalken, Gips, Rauwacke und granitischen Brekzien beschrieben. KAUFMANN (1886) betrachtete die im «Wildflysch» eingelagerten Blöcke jedoch noch als normalstratigraphische Abfolge der helvetischen Schichtreihe. Bereits SCHARDT (1898) deutete aber an, dass gewisse Teile des «Wildflyschs» exotische Elemente darstellen könnten, und BUXTORF (1910) betrachtete den «Wildflysch» als nicht zur helvetischen Schichtreihe gehörend, sondern als eigene tektonische Einheit. Diese Ansichten übernahm BECK (1911a) in seiner Karte der Gebirge nördlich von Interlaken, indem er eine eigene «Wildflysch»-Einheit ausschied und diese als «Klippenflysch mit exotischen Blöcken» bezeichnete. Welche Prozesse für die Einlagerung der exotischen Blöcke verantwortlich waren, war Gegenstand verschiedener Untersuchungen (u.a. TRÜMPY 1960, HSÜ 1974, BAYER 1982, FRUND 2021). Wenn auch Tektonik als indirekter Auslöser für die Melangebildung betrachtet werden kann, so gilt das Habkern-Melange heute als sedimentäres Melange mit Olistolithen, die vom Kontinentalrand der frühen Alpen und/oder durch Aufarbeitung im Bereich des Abhangs des Akkretionskeils ins Flyschbecken gelangten (u.a. FESTA et al. 2010, FRUND 2021, BAYER et al. in Vorb.). Stellvertretend für die verschiedenen Prozesse zur Blockbildung im «Wildflysch» werden die Blöcke hier als Olistolithe beziehungsweise Schürflinge bezeichnet.

Die Grundmasse des «Wildflyschs» besteht aus dunkelgrauem bis schwarzem Mergel und braungrauem schiefrigem Tonstein. Wie schon von KAUFMANN (1886) beschrieben, sind die Gesteine sehr stark deformiert und die darin enthalte-

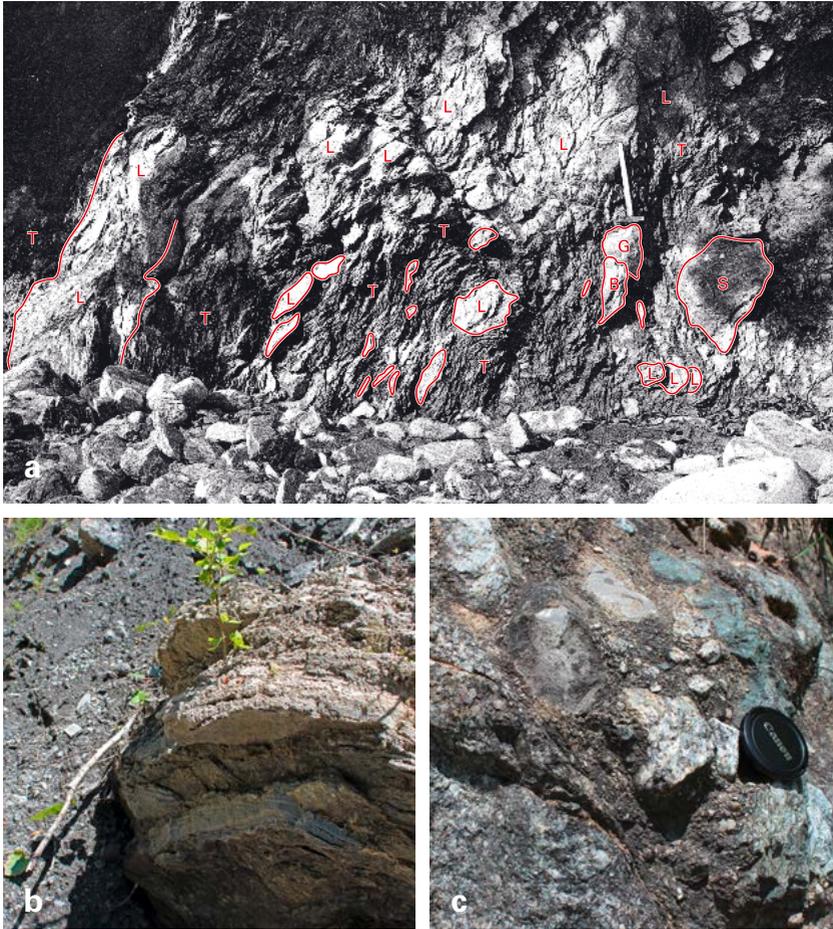


Fig. 31: (a) «Wildflysch» mit stark deformiertem dunklem Tonstein (T) und exotischen Blöcken aus hellem Leimern-Kalk (L) sowie unterhalb des Hammers Blöcke aus Granit (G), Sandstein (S) und polymikter Brekzie (B). Aufschluss am Lombach, unterhalb der Badweid. Foto aus BECK (1911a). (b) Gipsblock im «Wildflysch» am linken Ufer des Lombachs bei Koord. 2632 644/1174 630. (c) Detailsansicht des «Murchison-Blocks» mit vorwiegend granitischen Komponenten und feinkrekziöser granitischer Grundmasse. Fotos (b) und (c) S. Strasky, 2020.

nen Blöcke vielfältig (Fig. 31). Neben Kalk-, Sandstein- und Konglomeratblöcken sind auch grünliche «Ölquarzite» und Evaporite typisch, wenn auch etwas weniger häufig vertreten. Ebenfalls charakteristisch sind zahlreiche verschiedene Blöcke plutonischer Gesteine aus weissem oder grünlichem Granit, Habkern-Granit oder Diorit. Besonders zu erwähnen sind die grossen Granitblöcke, die früher teilweise als Rohstoff abgebaut (s. Kap. Rohstoffe) und später unter Schutz gestellt wurden (s.S. 99).

Im «Wildflysch» werden auch Barytkugeln gefunden (GIGON 1952, S. 108f., RYKART & HAVERKAMP 1983, LERGIER & BURRI 2003). Nicht als Kugel, dafür in radialstrahliger Ausbildung, wurde Baryt (pers. Mitt. B. Hofmann 2020) auf einem Vulkanitblock im Bolbach gefunden. Auch im Alkalifeldspat im Habkern-Granit wurde ein hoher Bariumgehalt (zwischen 0,58 und 0,71 Gew.-% BaO) festgestellt (GIGON 1952, S. 109).

Unter- und Obergrenze: Die Untergrenze zur Stad-Formation ist durch eine Winkeldiskordanz gegeben. Der Übergang vom «Wildflysch» zum überlagernden Schlieren-Flysch der Schlieren-Decke ist schwierig zu definieren. Eine Abgrenzung ist aufgrund zum Teil ähnlicher lithologischer Beschaffenheit, starker Deformation und schlechten Aufschlussverhältnissen schwierig. Die Grenze wurde dort gezogen, wo der Schlieren-Flysch zu dominieren beginnt und keine exotischen Blöcke mehr vorkommen.

c_L *Olistolithe bzw. Schürflinge aus Leimern-Kalk (Späte Kreide)*

Der Leimern-Kalk bildet ein wichtiges Element im Habkern-Melange. Seine Typlokalität befindet sich an der Leimere (Koord. 2629 730/1174 580). Dort ist er entlang des Strässchens Waldegg – Alpigle gut aufgeschlossen (Fig. 32).

Der Leimern-Kalk besteht aus weisslich grauem hemipelagischem bis pelagischem mergeligem Kalk bis Kalkmergel. Der kreidig anmutende Kalk kommt seltener auch in rosaroter bis roter Farbe vor. Die Farbvarietäten entstehen durch unterschiedliche Oxidation des Eisens zu zwei- respektive dreiwertigen Eisenoxiden. Der Eisengehalt ist in beiden Farbvarietäten gleich.

Zweikielige planktonische Foraminiferen sind häufig in der rosaroten bis roten Farbvarietät zu beobachten. Diese sind typisch für Ablagerungen aus der Campanien-Maastrichtien-Zeit. Untersuchungen von Nannofossilien an foraminiferenreichem Kalk und Mergel von der Leimere ergaben denn auch vorwiegend ein Campanien-Alter (BAYER 1982).

Die rosarote bis rote Farbvarietät erinnert stark an die Couches-Rouges der Klippen-Decke (z.B. SCHARDT 1898; Fig. 32). Eine Parallelisierung der Couches-Rouges mit dem Leimern-Kalk, wie bereits von GIGON (1952) vermutet, erscheint heute als gesichert (BAYER et al. in Vorb.).



Fig. 32: Weisslich grauer und roter Leimern-Kalk an der Typlokalität Leimere (Koord. 2629 730/ 1174580). Blick in Richtung Norden. Foto S. Strasky, 2020.

F_{sb} *Olistolithe bzw. Schürflinge aus «Basalem Schlieren-Flysch»
(Späte Kreide)*

Der im Habkern-Melange integrierte «Basale Schlieren-Flysch» besteht aus feinkörnigem Sandstein und dunkelgrauem Tonstein. Grössere Vorkommen von «Basalem Schlieren-Flysch» wurden im Habkern-Melange östlich der Alp Lom-bach (Blatt Beatenberg) und entlang der Emme (Blatt Brienz) kartiert.

Blöcke von anderen Einheiten der Schlieren-Decke ausser dem «Basalen Schlieren-Flysch» sind aus dem Gebiet der Blätter Brienz und Beatenberg nicht bekannt (schriftl. Mitt. A. Bayer 2021).

e_{6s} *Olistolithe bzw. Schürflinge aus Stad-Formation (Spätes Eozän)*

Die Blöcke aus Stad-Formation bestehen hauptsächlich aus hell- bis dunkel-braunem siltigem Mergel. Untergeordnet kommen, eingeschaltet in den Mergel, «Lithothamnienkalk»-Bänke und polymikte Brekzien- und Konglomeratlagen vor. Die grobklastischen Sedimentgesteine enthalten selten weisse Granite als Komponenten. Sie werden als umgelagerter Schlieren-Flysch interpretiert (GIGON 1952).

Die Verbreitung von Blöcken aus Stad-Formation ist auf das Gebiet von Blatt Brienz beschränkt. Grössere Blöcke oder Pakete finden sich zwischen Oberhubel und der Bramisegg (Koord. 2639 480/1180 850) oder verstreut um die Mirrenegg (Koord. 2640 190/1181 500) und bei Tannigsbodensiten (Koord. 2641 130/1181 800).

Geschützte exotische Blöcke

Die exotischen Blöcke im Habkern-Melange (untergeordnet auch in der Subalpinen Flysch-Zone) sind den Steinmetzen bereits früh aufgefallen. Insbesondere der Habkern-Granit war aufgrund seiner Schönheit mit typisch grossem rosafarbenem Alkalifeldspat (Orthoklas), fettglänzendem grünlichem bis gelblichem Quarz und schwarzem Biotit beliebt. LABHART (1989) erwähnt, dass in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts etwa Treppenstufen, Sockel, Portalpfeiler, Säulenschäfte und Brunnenröge aus Habkern-Granit gefertigt wurden. Bekannt ist auch die frühere Verwendung für Grabsteine (MOJON et al. 1997). So wurden zahlreiche exotische Blöcke vor allem aus dem Gebiet des Lombachs, zwischen Habkern und Unterseen (LABHART 1989), aber auch aus dem Gebiet südöstlich von Koppis aus dem Huetgrabe abtransportiert und verarbeitet. Um die verbliebenen exotischen Blöcke zu schützen, wurde 1940 als erstes der Luegiboden-Block (Koord. 2633 109/1174 435) unter Naturschutz gestellt. Mit einem sichtbaren Volumen von gut 4000 m³ stellt er den wohl grössten exotischen Granitblock in der Region dar (SCHMALZ 1986). FRUND (2021) bestimmte für den Habkern-Granit des Luegiboden-Blocks ein U-Pb-Alter an Zirkonen von 315±7 Ma (Probe HG1 aus der Gesteinssammlung der ETH Zürich). Danach wurden weitere Blöcke im kantonalen Inventar der geschützten geologischen Objekte aufgenommen, darunter zwei Blöcke mit mehreren hundert Kubikmetern pro Block im Teufengrabe (Habkern-Granit bei Koord. 2637 705/1178 765; Diorit bei Koord. 2637 720/1178 760), ein Schwarm² aus acht Habkerngranit-Blöcken bei der Mühle von Koppis (Koord. 2624 420/1181 320), und eine Gruppe aus 56 kleineren Blöcken entlang des Bachbetts des Lombachs auf einer Strecke von 700 m. Ein spezieller geschützter exotischer Block – auf Atlasblatt Beatenberg als geologisch relevanter Aufschluss gekennzeichnet – ist der «Murchison-Block» an der Strasse Unterseen – Habkern bei der Lokalität Bim Rossgrind (Koord. 2631 610/1173 620). Der eher unscheinbare Konglomeratblock (1,25 m hoch und 0,85 m breit; Fig. 31c) erlangte wissenschaftliche Bedeutung in der Diskussion rund um exotische Blöcke im «Wildflysch» (u.a.

² Auf Blatt Beatenberg als Schwarm geschützter erratischer Blöcke aufgeführt, da die Blöcke heute – fernab ihres Liefergebiets – im Stirnbereich des ehemaligen Zulggletschers liegen. Andernorts ist eine eindeutige Unterscheidung zwischen exotischen und erratischen Blöcken oft nicht möglich. Im kantonalen Inventar (und deshalb auch auf Blatt Beatenberg) werden die Blöcke im Bachbett des Lombachs als Exoten geführt. Alle anderen Habkerngranit-Blöcke im Gebiet von Blatt Beatenberg wurden auf dem Atlasblatt als Erratiker ausgewiesen, obwohl der glaziale Transport nicht in jedem Fall nachgewiesen ist.

MURCHISON 1849, HEIM 1921, S. 385; GIGON 1952, BAYER 1982). Heute ist bekannt, dass der «Murchison-Block» in einem Paket aus jüngstem Schlieren-Flysch (Nannoplanktonzone NP17) steckt, der ins Habkern-Melange integriert wurde (schriftl. Mitt. A. Bayer 2022). Einen vergleichbaren, aber stärker deformierten Aufschluss beschreiben BAYER et al. (1983) etwa 300 m nordnordöstlich des «Murchison-Blocks», unterhalb der kleinen Hütte am Lombach (Koord. ca. 2631 780/1173 895).

UNTERPENNINIKUM

SCHLIEREN-DECKE

F_s Schlieren-Flysch Maastrichtien–Yprésien

Der Schlieren-Flysch kann gemäss SCHAUB (1951, 1965) gewöhnlich in die folgenden lithostratigraphischen Einheiten gegliedert werden (von alt nach jung): «Basaler Schlieren-Flysch» (inkl. «Untere Tonsteinschichten»), Guber-Sandstein, «Obere Tonsteinschichten», Schoni-Sandstein und Schlieren-Sandstein. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse und der Dominanz an pelitischen Gesteinen konnte diese Gliederung im Gebiet der vorliegenden Kartenblätter jedoch nicht vorgenommen werden. Der Schlieren-Flysch auf den Atlasblättern Brienz und Beatenberg kann somit Gesteine aller oben genannten Einheiten enthalten, wobei der «Basale Schlieren-Flysch» den grössten Anteil ausmachen dürfte.

Der Schlieren-Flysch besteht aus bräunlich anwitterndem Sand- und Siltstein sowie dunkelgrauem Tonstein (Fig. 33). Die Sandsteinbänke sind deutlich untergeordnet und zeigen gelegentlich Sohlmarken. Nur an wenigen Stellen lässt sich eine für den Schlieren-Flysch sonst typische Wechsellagerung von Sandstein und Tonstein beobachten (z.B. am Twiri, Blatt Beatenberg). Noch seltener sind klassische Bouma-Turbidite. Das beste Beispiel hierfür befindet sich im Gebiet von Blatt Beatenberg östlich der Widegg bei Koord. 2634 730/1179 490.

Ablagerungsbereich: Die Sedimente des Schlieren-Flyschs wurden durch Trübeströme auf einem submarinen Schuttfächer abgelagert. Der grosse Anteil an feinkörnigen Gesteinen deutet auf eine Ablagerung im distalen Bereich des Schuttfächers hin. Sandsteinbänke können als Rinnenfüllungen durch kohäsive Schuttströme betrachtet werden.

Alter, Unter- und Obergrenze: Der Schlieren-Flysch wurde anhand von Nannofossilienanalysen datiert. Das Altersspektrum umfasst die Nannoplanktonzonen



Fig. 33: Schlieren-Flysch am Strässchen Waldegg-Alpigne bei Koord. 2629 730/1174 458. Die stratigraphische Abfolge ist im Bild von unten rechts nach oben links. Blick in Richtung Süden.
Foto S. Strasky, 2020.

CC25/26 bis NP14 (WINKLER 1983), was einem Altersbereich zwischen Maastrichtien und Yprésien entspricht. Die Untergrenze zum «Wildflysch» ist aufgrund der vorherrschenden pelitischen Gesteine in beiden Einheiten wie auch infolge der generell schlechten Aufschlussverhältnisse unscharf. Nur in seltenen Fällen kann die Untergrenze des Schlieren-Flyschs im Feld beobachtet werden, wie beispielsweise am Rand des Strässchens Waldegg-Alpigne bei Koord. 2629 724/1174 470, wo der tektonische Kontakt zum überfahrenen Habkern-Melange mit Leimern-Kalk abgeschlossen ist. Die Obergrenze des Schlieren-Flyschs ist erodiert oder tektonisch gekappt.

MITTELPENNINIKUM

ZONE SUBMÉDIANE

t_y **Gips (Trias)**

t *Schürflinge aus Rauwacke, Kalk und Dolomit*

Das Gipsvorkommen bei Faulensee, in der Südwestecke des Kartengebiets von Blatt Beatenberg, wurde in der älteren Literatur zur «Gipszone von Leissigen-Krattigen-Faulensee» gezählt (BECK 1928). STUCKY (1968) machte jedoch darauf aufmerksam, dass das Gipsvorkommen bei Spiez-Faulensee in keinem direkten Zusammenhang mit dem Vorkommen von Krattigen-Leissigen steht. Das Gipsvorkommen bei Faulensee wurde deshalb auf Atlasblatt Beatenberg auch nicht mit jenem von Krattigen-Leissigen parallelisiert, sondern als Gips der Zone Submédiane betrachtet. Bei der Zone Submédiane handelt es sich um ein tektono-sedimentäres Melange mit einer Matrix aus Gips und/oder «Wildfysch» mit Elementen aus unterschiedlichen Einheiten, vorwiegend der Préalpes médianes rigides und plastiques (Klippen-Decke) sowie der Niesen-Decke (WEIDMANN et al. 1976). In dem kleinen Vorkommen im Gebiet von Blatt Beatenberg besteht die Matrix des Melanges sehr wahrscheinlich aus Gips (und ab einer Tiefe von etwa 20 m aus Anhydrit). Darin enthalten ist ein Teil des grossen Blocks der Bürg (Blatt Thun) aus Kalk und Dolomit mit Rauwacke. Die Rauwacke hat eine beige Farbe und oft eine löchrige Oberflächenstruktur. In anderen Fällen ist die Struktur zellenartig bis brekziös. Der Kalk ist mikritisch, hellgrau bis grau und gut gebankt. Der Dolomit ist gelblich weiss, monokristallin und teils massig, teils gut gebankt.

Im aufschlusslosen Gebiet konnte die Ausdehnung des Gipses früher indirekt durch das Auftreten von Dolinen bestimmt werden. In den letzten Jahrzehnten sind jedoch sämtliche Dolinen der intensiven Bautätigkeit zum Opfer gefallen.

QUARTÄR

Die quartären Ablagerungen im Gebiet der Blätter Brienz und Beatenberg sind – bedingt durch ihre Lage im oberen Abschnitt des Aaretals – durch den letzteiszeitlichen Aaregletscher geprägt. Ältere Lockergesteine wurden im Zuge der Letzten Vergletscherung (Birrfeld-Eiszeit, PREUSSER et al. 2011) weitgehend erodiert. Eine Ausnahme bilden die ausserhalb des letzteiszeitlichen Aaregletschers gelegene, reliktsch erhaltene Wagenmoos-Moräne auf der Ostseite der Sibe Hängste und hochgelegene kristalline Erratiker (JEANNIN 1989, GNÄGI & SCHLÜCHTER 2012). Mit einem Minimalalter von $1,87 \pm 0,21$ Ma (HÄUSELMANN et al. 2007) ist die

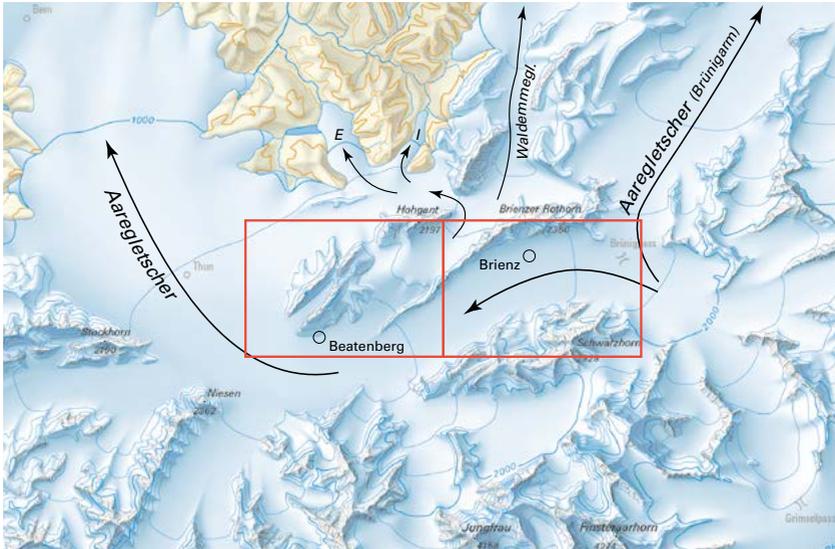


Fig. 34: Die Gletscherbedeckung während des letzteiszeitlichen Gletschermaximums. Ausschnitt aus SCHLÜCHTER (2009), modifiziert. E=Emmearm, I=Ilfisarm des Emmegletschers.

Wagenmoos-Moräne in die Phase der Eiszeiten der Höheren Deckenschotter zu stellen und repräsentiert somit eines der wenigen, reliktsch erhaltenen inneralpinen Vorkommen aus dem Frühen Pleistozän (SCHLÜCHTER et al. 2021).

Zur Zeit der Letzten Eiszeit füllte der Aaregletscher weite Teile der heutigen Talung mit Thuner- und Brienzensee aus. Während des letzteiszeitlichen Gletschermaximums (LGM) lag die Eisoberfläche bei Brienz auf knapp 1600 m ü.M. und bei Interlaken noch auf ungefähr 1400 m ü.M. (SCHLÜCHTER 2009). Die höher gelegenen Gipfel und Grate (Brienzergrat-Harder, Niederhorn-Gemmenalp-horn, Sigriswilgrat – Sibe Hängste und Hohgant) ragten als Nunataker aus dem Eis (Fig. 34). Westlich des Sigriswilgrats drang das Eis ins Zugtal ein und führte zwischenzeitlich zu einer Stausituation am Ausgang des Teuffenthal. Im Brüniggebiet kam es zudem zu einer Transfluenz, und ein Teil des Aaregletschers (Brünigarm) floss über den Brünigpass nach Nordosten. Entsprechend weit verbreitet finden sich die letzteiszeitlichen Ablagerungen (hauptsächlich Moränenmaterial) des Aaregletschers im Gebiet der vorliegenden Kartenblätter.

Nach dem letzteiszeitlichen Gletschermaximum des Aaregletschers vor etwa 23 ka (WIRSIG et al. 2016) setzte dessen Rückzug ein, der ab ca. 18 ka vor heute rapide voranschritt und einem eigentlichen Eiszerfall gleichkommt (WIRSIG et al.

2016). Innerhalb von nur etwa 1000 Jahren zog sich der Aaregletscher bis nach Innertkirchen zurück. Eine kurzzeitige Eisrandoszillation während des Rückzugs des Aaregletschers ist mit einem subaquatischen Moränenkomplex im Thunersee südlich von Sundlauenen belegt (FABBRI et al. 2018). Dieser Moränenkomplex befindet sich 40–80 m unter dem Thunerseespiegel am Rand der Fortsetzung des Bödeli und markiert bloss einen kurzen Zwischenhalt des Aaregletschers auf dessen schnellem Rückzug.

Mit dem Zurückschmelzen des Aaregletschers gegen Ende der Letzten Eiszeit bildete sich ein grosser See, der sogenannte Wendensee, der sich von Meiringen bis zur Endmoräne des Thun-Standes nordwestlich von Thun erstreckte (HANTKE 1980). Pollenanalytische Untersuchungen an zwei Bohrkernen (60 bzw. 72 m lang) aus der Sondierung für die Spitalerweiterung im Bödeli bei Interlaken (BODMER et al. 1973, BODMER 1976) belegen ab 14 m Tiefe 17 m mächtige Seesedimente des Wendensees, die über einen Zeitraum von 6000–7000 Jahren vom Alleröd-Interstadial bis ins Atlantikum abgelagert wurden. BODMER et al. (1973) und BODMER (1976) gehen davon aus, dass die Deltaschüttungen der Lütshine und untergeordnet des Lombachs, den Wendensee bereits im Alleröd-Interstadial in zwei Becken (Thuner- und Brienersee) gegliedert haben. Der Bereich der Bohrstelle beim Spital Interlaken verlandete schliesslich in vorrömischer Zeit.

Frühes Pleistozän

q_w Wagenmoos-Moräne

Die Wagenmoos-Moräne kommt an zwei Stellen im Wagemoos (Koord. 2629200/1177630 und 2629450/1177900) vor. Sie wurde erstmals von MINET (1970) als seltsames Gemisch von Sediment- und Kristallinkomponenten in einer feinkörnigen Matrix beschrieben, aber nicht weiter gedeutet. GNÄGI & SCHLÜCHTER (2012) interpretierten den Diamikt im Wagemoos mit kantengerundeten Komponenten als gletschernahe Ablagerung oder als ausgewaschene Grundmoräne, aber nicht als direktes Gletschersediment in situ (SCHLÜCHTER et al. 2021). Einzelne gekritzte Gesschiebe und Blöcke mit Durchmesser von bis zu einem Meter belegen den glazigenen Ursprung des Sediments. Anhand von petrographischen Analysen konnten GNÄGI & SCHLÜCHTER (2012) die Herkunft der alpinen Komponenten (u.a. Allalin-Gabbro) auf das südliche Oberwallis eingrenzen. Dies bedeutet, dass zur Zeit der Ablagerung der Wagenmoos-Moräne eine Transfluenz über die Berner Alpen stattgefunden hat. Wie eine indirekte Datierung mit kosmogenen Nukliden der Wagenmoos-Moräne belegt – Bestimmung des Einschwemmzeitpunkts in eine nahegelegene Höhle (Burial-Dating) – ereignete sich dies vor mehr als $1,87 \pm 0,21$ Ma vor heute (HÄUSELMANN et al. 2007). Somit stellt die Wagenmoos-Moräne eines der wenigen Relikte der Eiszeiten der Höheren Deckenschotter dar (SCHLÜCHTER et al. 2021).

Spätes Pleistozän

q_{4m} Letzteiszeitliche Moräne (Till)

Weite Teile des Aaretals waren zur Zeit des LGM vom Aaregletscher bedeckt. Die damalige Eisoberfläche senkte sich vom Brüniggebiet von 1700–1800 m ü. M. auf 1400 m ü. M. bei Beatenberg (Fig. 34, SCHLÜCHTER 2009), was mit Moränenvorkommen und zahlreichen Erratikern an den Talflanken bestätigt wird. Das Moränenmaterial des Aaregletschers zeichnet sich durch den hohen Gehalt an granitischen Gesteinen aus dem Aar-Massiv aus (hauptsächlich Zentraler Aare-Granit und Grimsel-Granodiorit), bedingt durch die Nähe zum Liefergebiet. Die Abgrenzung zwischen letzteiszeitlicher Moräne und Lokalmoräne erfolgte denn auch häufig über die Präsenz von Kristallinerratikern, sofern keine klare Trennung anhand von postglazialen Moränenständen möglich war. Dies ist beispielsweise im Lombachgraben der Fall, wo Kristallinerratiker aus der Grimselregion im Unterlauf des Lombachs bis zum Hüttegraben zahlreich vorhanden sind und weiter talaufwärts fehlen.

Ein als letzteiszeitliche Moräne ausgewiesenes Vorkommen im Sundgraben zeigt einen dreiteiligen Aufbau. An der Basis befindet sich ein Diamikt mit grossen Blöcken, der von einer besser sortierten Schicht, ansatzweise mit Schrägschichtung, überlagert wird. Abgeschlossen wird die Abfolge von einer bräunlichen Grundmoräne. Der Aufschluss ist nur schwer zugänglich und konnte nicht genauer untersucht werden.

Moränenwälle

Grössere, gut erhaltene Moränenwälle sind in der Brienerseeregion relativ selten. Mehrere morphologisch klar in Erscheinung tretende Wälle finden sich südlich der Aaremündung am Brienerberg. In der Thunerseeregion sind Moränenwälle häufiger. So finden sich grössere Moränenwälle in der Umgebung von Beatenberg und insbesondere im weiten Kessel von Sigriswil–Schwanden, wo eine Moränenstaffel in rund 1100 m ü. M. eine Eisrandoszillation abbildet.

Rundhöcker, Gletscherschliffe

In der Region des Hohgants können kleinere Rundhöcker beobachtet werden. Zwei grössere und besonders schön ausgebildete Rundhöcker wurden auf Atlasblatt Beatenberg dargestellt: Einer befindet sich 580 m südlich der Hohganthütte (Koord. 2635 750/1180 800, Fig. 35a), der andere knapp 1 km südlich des Trogehorns (Koord. 2632 380/1179 930). Beide bestehen aus kalkfreiem Quarzsandstein der Wagenmoos-Bänke (1 bzw. 2), der im Vergleich zum Hohgant-Sandstein im Allgemeinen etwas erosionsresistenter ist.



Fig. 35: Zeugen der ehemaligen Fliessrichtung der Gletscher. (a) Rundhöcker südlich der Hohganthütte. (b) Gletscherschliff im «Unteren Schrattenkalk» beim Steinbruch Traubach (Koord. 2632 890/1179 230). Fotos P. Häuselmann, 2013.

Abgesehen von den Rundhöckern in der Hohgantregion gibt es nur sehr wenige Stellen, wo vom Gletscher überschiffene Felspartien Aussagen zur Fliessrichtung des Eises ermöglichen. Dies liegt vor allem an den oberflächlich schnell verwitternden Sedimentgesteinen, so dass Schriffspuren in der Nacheiszeit der Erosion zum Opfer gefallen sind. An zwei Orten konnte dennoch Gletscherschliff nachgewiesen werden: einerseits in der Erzegg-Formation südwestlich der Bättenalpburg (Blatt Brienz, Koord. 2641 759/1171 795), andererseits im «Unteren Schrattenkalk» beim Steinbruch Traubach (Blatt Beatenberg, Koord. 2632 890/1179 230, Fig. 35b). Eine geringmächtige Sedimentbedeckung hat die vom Gletscher überschiffenen Felsoberflächen an beiden Lokalitäten vor der Erosion bewahrt und kürzliches Abtragen dieser schützenden Bedeckung die überschiffenen Oberflächen mit den charakteristischen Kratzspuren preisgegeben.

q_m Lokalmoräne (Till)

Lokalmoränen wurden oberhalb der letzteiszeitlichen Moränenablagerungen des Aaregletschers kartiert, wo die letzteiszeitliche Verfirnung zur Ausbildung kleinerer und grösserer Lokalgletscher führte. Je nach Exposition und Geometrie der Karmulden reichten die Lokalgletscher nach dem Rückzug des Aaregletschers über dessen Einflussbereich hinab, wie beispielsweise auf der Axalp oder am Talaustritt der Oltscheren (Blatt Brienz), wo Lokalmoräne bis auf eine Höhe um die 1400 m ü. M. nachgewiesen wurde. Nach dem LGM reagierten die Lokalgletscher

aufgrund verhältnismässig geringer Eismassen dynamisch auf die klimatischen Veränderungen der Nacheiszeit (SCHLÜCHTER et al. 2021). Zwischenzeitlich zogen sie sich in das Kargebiet zurück, verschwanden ganz und stiessen erneut vor. Diverse Moränenstände belegen unterschiedliche klimatische Ereignisse, die im Kartengebiet jedoch nirgends datiert sind.

Die beiden grössten Lokalgletscher bildeten der Zul- und der Lombachgletscher. Das Nährgebiet des Hauptarms des Zulgletschers lag im Seefeld. Das Eis floss nordwestlich des Grüenebergpasses in Richtung Innereriz und vereinigte sich unter anderem mit Eis aus dem Sulzigrabe. Grossflächige Moränenablagerungen und markante Moränenwälle, vor allem auch im Gebiet zwischen Burst und Eriz, belegen die Ausdehnung des Zulgletschers. Der Lombachgletscher hatte sein Nährgebiet auf der Lombachalp, vereinigte sich mit dem vom Kar des Innerbärgli (westlich des Hohgants) herkommenden Traubachgletscher und erhielt weiter Eis aus dem Lammgrabe. Südöstlich von Habkern lief der Lombachgletscher auf einen von Südwesten vorstossenden Seitenarm des Aaregletschers auf. Die Staulage führte zu mächtigen quartären Ablagerungen von bis zu 100 m und zur Ausbildung der Terrassen von Schwendi und Luegibode. Die Unterscheidung zwischen Lokalmoräne und letzteiszeitlicher Moräne des Aaregletschers erfolgte im Konfluenzbereich anhand der Verbreitung von Leitgesteinen aus dem Einzugsgebiet des Aaregletschers (GÄUMANN 2007). Demnach befindet sich die Grenze etwas unterhalb des Luegibode. Trotz der beträchtlichen Ausdehnung des Lombachgletschers und dessen Zuflüssen konnten nur beschränkte Lokalmoränen ausgewiesen werden. Dies liegt einerseits an der tonig-mergeligen Unterlage aus Flyschgesteinen, die im schlecht aufgeschlossenen, von Hanginstabilitäten geprägten Gebiet nur schwer von Moräne abgegrenzt werden kann, andererseits an den verkarstungsfähigen Gesteinen der Hohgantregion, die eine Moränenbildung wahrscheinlich nur bedingt zulassen.

Weitere grössere Lokalgletscher fanden sich im Justistal und südlich des Aaretals im Kessel der Alp Breitenboden und im Wandel. Ebenfalls als Lokalmoräne ausgewiesen sind die Moränenvorkommen im Oberlauf der Emme, so zum Beispiel im Teufengrabe, im Gebiet des Leimbachs sowie am Schärpfeberg. Diese machen im Gebiet der Kartenblätter nur einen relativ unbedeutenden Teil aus, gehören aber zu den höchsten Ablagerungen des Emmegletschers, der sich ausserhalb der Kartengebiete zu einem bedeutenden Talgletscher mit einem Emmearm bis in den Raum südlich von Eggiwil und einem Ilfisarm bis über Marbach hinaus entwickelte (Fig. 34; SCHLÜCHTER 2009, JORDI 2012).

Moränenwälle

Langgezogene Moränenwälle des Zulgletschers finden sich beiderseits des Hornegg- und Huetgrabe. Im Gebiet Habrichtwald - Stampf, westlich des Sigriswiler Rothorns, ermöglichten die gut ausgebildeten Moränenwälle die Lokalmoräne



Fig. 36: Lokalmoränenwälle im Ällgäuli. Gut ersichtlich ist der Moränenwall, der wenig oberhalb der Bildmitte hinter den beiden grossen Alphütten durchzieht und nach der Strasse, gerade noch von der Sonne beschienen, hangaufwärts verläuft. Rechts von der einzelnen kleinen Hütte in der oberen Bildhälfte ist der Ansatz eines weiteren, äusseren Walls erkennbar. Blick in Richtung Südsüdost. Foto A. Häuselmann, 2006.

von der letzteiszeitlichen Moräne des Aaregletschers abzugrenzen. Ein weiterer gut erhaltener Moränenwall befindet sich südlich der beiden Hohgantgipfel und umgibt die Alphütten im Ällgäuli (Fig. 36). Im obersten Gopital, nur etwa 500 m nordwestlich des erwähnten Moränenwalls im Ällgäuli, ist eine kleine Moränenbastion ausgebildet (auf Atlasblatt Beatenberg als Moränenwall dargestellt).

Datierungen oder Korrelationen, die eine Zuordnung der Moränenwälle in postglaziale Gletscherstände ermöglichen würden, liegen im Gebiet der Kartenblätter nicht vor.

q_{SL} Seeboden- und Verlandungssedimente

Spätpleistozäne Seeboden- und Verlandungssedimente bildeten sich aufgrund von Stausituationen durch den letzteiszeitlichen Aaregletscher. Im unteren Zulgtal reichte der Aaregletscher bis in die Gegend von Horrenbach und versperrte den Ausgang des Teuffenthals und den Abfluss des Prässerebachs. In der Folge entwickelten sich Seen, und es kam zur Ablagerung von Seebodensedimenten. SCHLUN-

EGGER (1991) kartierte limnische Sedimente östlich des Prässerewalds. Im Teufenthal konnten in einer Bohrung bei Burghalten (Koord. 2621 455/1180 549), unter einer Deckschicht von etwa 4 m, ein grauer bis beige Ton bis in eine Tiefe von 36 m nachgewiesen werden.

Seekreide

Im Gebiet des Luegibode (Koord. 2633 050/1174 630) entwickelte sich zwischen den sich aufbauenden Eismassen des Lombachgletschers und des talsperrenden Aaregletschers ein Becken, das sukzessive mit glazifluvialen Schutt aufgefüllt wurde (GÄUMANN 2007). Kurzzeitig bildete sich ein See zwischen den beiden Gletschern, und es kam zur Ablagerung eines seekreideartigen Sediments. Später wurde der See vom Lombachgletscher überfahren und mit Lokalmoräne überdeckt. Die Seesedimente sind reliktsch an der talparallelen Terrassenkante des Luegibode erhalten.

q_{sr} Randglazialer Schotter

Die randglazialen Schottervorkommen beschränken sich auf dieselben Stausituationen wie bei den zuvor erwähnten Seeboden- und Verlandungssedimenten, wo Eis des Aaregletschers gewisse Talabschnitte verriegelte. Die randglazialen Schottervorkommen im unteren Zulgtal wurden bereits von ANTENEN (1906) beschrieben und mit dem stauenden Aaregletscher in Verbindung gebracht. Teilweise bildet der randglaziale Schotter morphologisch ausgeprägte Terrassen wie bei Steg, nördlich der Zulg, oder bei Meiersmaad, wo mehrere Terrassenniveaus vorhanden sind. Bei Meiersmaad wurde der Schotter auch abgebaut. Eine im Rahmen der Wasserversorgung Sigriswil-Gunten abgeteufte Kernbohrung (Koord. 2622 370/1178 528) hat nahe der Abbaustelle rund 32 m Schotter über einem teils bindigem Lehm mit Sand und Steinen (Grundmoräne) gezeigt. Weniger verbreitet als die Schottervorkommen im Gebiet der Zulg und auch geringmächtiger sind die Vorkommen am Lombach. Diese beschränken sich vor allem auf die Luegibode-Terrasse und drei kleinere Aufschlüsse östlich und westlich der Schwenditerrasse.

Fossiler Blockgletscher

Ein fossiler Blockgletscher konnte einzig in den Äbeflüe am Nordwestfuss des Gärstenhoren (Koord. 2646 500/1171 600) im Gebiet von Blatt Brienz eindeutig nachgewiesen werden. Der auf 2400 m.ü.M. gelegene Blockgletscher besteht aus Schutt des Schwarzhorn-Members (sandiger Kalk) aus der steilen Nordflanke des Gärstenhoren. Der Blockgletscher war bis vor kurzer Zeit noch aktiv. Dies belegen die noch deutlich ausgebildete steile Frontpartie und der spärliche Pflanzenbewuchs.



Fig. 37: Neoglazialer Moränenwall aus Gesteinen des Schwarzhorn-Members. Im Hintergrund Gipfel und Westgrat des Schwarzhornen. Blick in Richtung Osten. Foto S. Strasky, 2020.

Holozän

q_{rm} Neoglaziale Moräne (Till)

Neoglaziale Bildungen im Sinne von PORTER & DENTON (1967) entstanden während der letzten rund 5,7ka. Solch junge Moränenablagerungen finden sich einzig im Gebiet von Blatt Brienz um das Blau Gletscherli, westlich und nordöstlich des Schwarzhornen. Der Wanderweg von Hinterbirg (Pkt.2590m) nach Wart (Pkt.2705 m, Sattel nördlich des Schwarzhornen) führt über den rechtsufrigen, ungefähr 6 m hohen Moränenwall des westlichen Vorkommens (Fig.37). Beim nordöstlichen Moränenvorkommen bildet eine kleine Moränenbastion die Böschung zum Geissbach.

Rutschmassen

Sackungsmassen

Zerrüttete Sackungsmassen

Hanginstabilitäten sind in den Kartengebieten weit verbreitet. Einerseits neigen speziell die schiefrigen Tonsteine und Mergel der Flyschgebiete (Subalpine Flysch-Zone, Habkern-Melange, Schlieren-Decke) und der Molasseregion zur Ausbildung von Gleitflächen, andererseits trägt die Talklüftung seit dem Rückzug

des Aaregletschers zur Destabilisierung bei, dies vor allem entlang der Südflanke des östlichen Brienergrats vom Briefehörnli bis zum Wilerhorn.

Die Abgrenzung zwischen Rutsch- und Sackungsmassen beziehungsweise zerrütteten Sackungsmassen ist nicht immer eindeutig. Oft entwickeln sich aus versackten Gesteinsmassen bei weiterer Bewegung, Zerrüttung und Aufweichung eigentliche Rutschmassen. Ein schönes Beispiel für den Übergang einer Sackungsmasse in eine Rutschmasse befindet sich nördlich des Wandelhoren (Koord. 2651 500/1174 500).

Fels- bzw. Bergsturzaflagerungen, Blockschutt

Kleinere und grössere Sturzaflagerungen kommen vereinzelt in den beiden Kartengebieten vor. Die Ursache der Sturzaflagerungen kann verschiedenartig sein und beispielsweise in Schwächezonen im Gestein, hangparallelen Schicht- oder Klufflächen, klimatischen Faktoren (Starkniederschlag, Schneeschmelze, Frost-Tau-Zyklen) oder Erdbeben liegen. Oftmals spielen mehrere Faktoren zusammen.

Grössere Sturzaflagerungen finden sich im Gebiet von Blatt Brienz, jeweils an der Ostseite des Furggenhoren und des Schwabhoren, sowie südlich der Axalp, an den Abhängen von Tschingel und Axalphoren. Ein weiterer grösserer Abbruch ereignete sich nordwestlich des Gummhoren (Koord. 2638 900/1179 400). Dort stauten in der Folge die Bergsturzaflagerungen die Emme, und ein temporärer See entwickelte sich (s. S. 115). Ein anderer Bergsturz ereignete sich aus dem nördlichen Bereich der Oltschiburg oder den unterlagernden Flühen. Seine Ablagerungen sind heute nur noch um die Bitschihublen im Aaretal sichtbar, der grösste Teil dürfte von der Alluvion bedeckt sein. Es könnte sich hierbei um eine ältere Bergsturzaflagerung handeln.

Im Gebiet von Blatt Beatenberg wurden die Bergsturzaflagerungen im Balmholz, bei Steinigschöriz (Koord. 2627 300/1179 200) und im Justistal bereits mehrfach beschrieben (u.a. BECK 1911a). Demnach dürfte sich der Bergsturz im Justistal in der Ausbruchsnische am Bärenpfad gelöst und seine Ablagerung anschliessend den Grönbach gestaut haben. Der Rest dieser Bergsturzaflagerung findet sich heute zwischen Spicherberg und Büffel. Im Balmholz zeugt vor allem die markante Ausbruchsnische vom Bergsturz. 160–175 Mio. m³ Gestein (MOJON 1979 bzw. BECK 1911a) glitten auf dem Drusberg-Member ab. Die Ablagerung im Thunersee ist heute vollständig mit Seebodensedimenten überdeckt. Der Bergsturz stellt demnach ein älteres Ereignis dar, wie auch Moränenablagerungen im Bereich der Ausbruchsnische belegen. Eine Überdeckung durch letzteiszeitliche Moräne kann auch bei der Sturzaflagerung im Lombachtal zwischen Lüistuel und Schnabel (Koord. 2630 540/1172 450) nicht ausgeschlossen werden.

Der jüngste und bekannteste Bergsturz im Gebiet stellt der Ralligen-Bergsturz dar, welcher nachfolgend beschrieben ist:

Ralligen-Bergsturzbagerung im Thunersee

Der Ralligen-Bergsturz mit den Ablagerungen zwischen Ralligen und Merligen sowie den offenen Spalten im Abrissgebiet bis zur Spitzli Flue hat schon früh die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen (u. a. STUDER 1825, S. 37, RÜTI-MEYER 1850, S. 8 u. 28, G. Tschan in KAUFMANN 1886, S. 247f.). Der Grossteil der Bergsturzmasse kam jedoch im Thunersee zur Ablagerung und konnte erst in jüngerer Zeit anhand von seismischen Untersuchungen und Sedimentanalysen an Bohrkernen genauer erfasst werden. Die bathymetrische Karte des Thunersees (swissBATHY^{3D}, swisstopo) zeigt gut abgrenzbare grössere Blöcke im Seebecken vor Ralligen. Diese wurden auf Atlasblatt Beatenberg als Ralligen-Bergsturzbagerung im Thunersee eingezeichnet. Die Hauptmasse des Bergsturzes liegt in dem umgrenzten Gebiet. Die gesamten Ablagerungen umfassen jedoch ein deutlich grösseres Gebiet, wie anhand seismischer Daten gezeigt werden konnte (KREMER et al. 2022). Zudem handelt es sich bei den Ablagerungen nicht nur um ein einziges Ereignis. KREMER et al. (2022) konnten in den Sedimenten eines 11 m langen Bohrkerns aus etwa 200 m Tiefe drei unterschiedliche Bergsturzbagerungen feststellen, die sich gemäss den ermittelten ¹⁴C-Alter in den Zeitspannen von 2740–2440, 1477–1387 und 294–202 cal BP ereigneten. Gemäss WIRTH et al. (2011) kann das jüngste Ereignis mit der künstlichen Einleitung der Kander in den Thunersee (Kanderdurchstich) im Jahre 1714 in Verbindung gebracht werden.

Verlehmtter Hang- und Verwitterungsschutt Hangschuttkegel, Hangschutttschleier, Hangschutt (z. T. mit Blockschutt)

Hangschuttkegel und Hangschutttschleier sind vor allem in den Gebieten der Axen- und der Drusberg-Decke weit verbreitet. Sie bilden sich am Fuss von Felswänden durch verwittertes Material aus der Felswand (Fig. 38) oder durch In-situ-Verwitterung des Untergrunds. Wasser spielt dabei keine oder nur eine untergeordnete Rolle.

Grössere zusammenhängende Hangschutttschleier finden sich an der rechten Flanke des Justistals, bei Brand westlich der Axalp oder bei Burgweg linksufrig des Oltschibachs. Ein schönes Beispiel eines Hangschuttkegels befindet sich südlich des Hohgants, oberhalb des Ällgäuli, und wird vom Wanderweg auf den Hohgant traversiert. Gebiete, wo vereinzelt grössere Sturzblöcke vorkommen, wurden als Hangschutt mit Blockschutt ausgewiesen. Dies unter anderem im östlichen Kartengebiet von Blatt Brienz, beiderseits des Wandelbachs im Louwiswald beziehungsweise Prastiwald.

Im Molassegebiet wurde anstelle der alpinen Hangschuttbildungen zwischen den steileren Zonen und den oftmals mit letzteiszeitlichen Sedimenten verfüllten Talböden verlehmtter Hang- und Verwitterungsschutt ausgeschieden. Verlehmtter



Fig. 38: Gemischte Schuttkegel und Hangschutt am Fuss des Schwarzenbergs in der Oltscheren. Die trichterförmigen Senken im Hangschutt am rechten Bildrand entstanden durch Übungsgeschosse (Schiessplatz Axalp – Ebenfluh der Schweizer Luftwaffe). Blick in Richtung Osten. Foto S. Strasky, 2020.

Hang- und Verwitterungsschutt bildete sich vermutlich verstärkt gegen Ende der Letzten Eiszeit und wird bis heute an den Hängen umgelagert. Grössere Vorkommen von verlehmttem Hang- und Verwitterungsschutt befinden sich im hinteren Teuffenthal oder zwischen den Schuttfächern im Gebiet Eriz – Innereriz.

Protalus Ramparts, Schneehaldenmoränenwälle

Nur an wenigen Stellen konnten im Bereich von Hangschuttgebieten wallartige Morphologien gefunden werden, die eine Interpretation als Schneehaldenmoränenwälle zulassen. Eine solche Wallform befindet sich im Hangschuttfuss zwischen Roteflue und Furggenhoren im Gebiet von Blatt Brienz und auf der Gemmenalp östlich von Oberberg (Koord. 2628 790/1175 110, Blatt Beatenberg).

Dass es sich bei den in den Kartengebieten angetroffenen Morphologien im Hangschutt um eine Initialform eines Blockgletschers (Protalus Rampart) handeln könnte, ist in den meisten Fällen – insbesondere für den Wall östlich von Oberberg – unwahrscheinlich. Anders sieht es im Gebiet Schwarzthoren – Wildgärst aus. In dieser Region können periglaziale Bildungen wie Girlandenrasen und Solifluk-

tionsloben beobachtet werden, und in nordexponierten Lagen sind Initialformen von Blockgletschern möglich. So wird der auf Atlasblatt Brienz dargestellte Wall im Ochsentelli (Koord. 2648 630/1171 820) als solcher betrachtet.

Gemischte Schuttkegel

Gemischte Schuttkegel umfassen Ablagerungen am Hangfuss, die durch gravitative Prozesse unter episodischem fluviatilen Einfluss entstanden sind. Einen grossen Anteil am Aufbau gemischter Schuttkegel machen daher Murgangablagerungen aus. Sie widerspiegeln das geologische Produkt von Starkniederschlägen, die den angesammelten Verwitterungsschutt in die Gräben spülen und – zu Wildbächen angeschwollen – den Schutt in tiefere Lagen verfrachten. Bei wassergesättigtem Untergrund und zusätzlichem Wassereintrag können ganze Hangpartien verflüssigt werden und als Hangmuren abgleiten. Ein Beispiel hierfür befindet sich westlich des Suggiture, wo im Juni 2013 ein Teil der zerrütteten Sackungsmasse durch heftige Regenfälle mobilisiert und im Talboden der Alp Bodmi als 2–3 m mächtige und bis zu 40 m breite Schuttdecke abgelagert wurde. In der Region Brienz gehen von den vielen steilen und tief eingeschnittenen Gräben mit Wildbächen eine besondere Gefahr für grosse Murgänge aus. Erwähnt seien hier der letzte grosse Murgang aus dem Lammbachgraben vom Mai 1896 (200 000–300 000 m³; KISSLING 1896, VON STEIGER 1896, LANGENEGGER et al. 1992) und in jüngerer Zeit der Murgang aus dem Graben des Glyssibachs bei Schwanden b. Brienz vom August 2005 (ca. 50 000 m³).

Auch Lawinenschutt kann zum Aufbau der gemischten Schuttkegel beitragen. So speziell an der Südseite des Brienzzergrats, wo immer wiederkehrende Lawinenabgänge massgeblich an der Schuttakkumulation beteiligt sind (z.B. Oberried am Brienzzersee).

Grössere Schuttkegelschürzen aus gemischtem Schutt kommen im Gebiet von Blatt Brienz in der Oltscheren (Fig. 38), in jenem von Blatt Beatenberg beispielsweise an der Westseite des Sigriswilgrats oder in der linken Flanke des Justistals vor.

q_b Bachschutt Bachschuttkegel

Bachschuttkegel befinden sich oft im Übergangsbereich vom steileren ins flachere Gelände, wo Bäche ihr enges, teilweise tief eingeschnittenes Bett verlassen und den Schutt fächerartig ablagern. Das Gefälle der Bachschuttkegel ist in der Regel geringer als in den gemischten Schuttkegeln, und der Grossteil der Ablagerung wird von fluviatilen Prozessen dominiert. Aber auch Murgangablagerungen können enthalten sein. So beispielsweise in den grossen Bachschuttkegeln in der Region Brienz, wo in der Vergangenheit Murgänge grosse Gebiete überschütteten. Ne-

ben den grossen Bachschuttkegeln in der Umgebung von Brienz sind die Schuttkegel der Lütschine und des Lombachs zu erwähnen. Die Lütschine und der Lombach mündeten am Ende der Letzten Eiszeit in den postglazialen Wendelsee. Der hohe seitliche Sedimenteintrag der beiden Bäche in den Wendelsee (Delta-schüttung) führte schliesslich zu dessen Trennung in zwei Becken und zum heutigen Landschaftsbild mit Thuner- und Brienersee und der von Schuttkegeln gebildeten – als Bödeli bezeichneten – Ebene dazwischen.

Als Bachschutt wurden die Ablagerungen in den engen Bachabschnitten oberhalb der Schuttkegel ausgeschieden. Das Material ist sehr heterogen, variiert je nach Einzugsgebiet und besteht aus steinigem Kies mit unterschiedlichen Anteilen an Sand und Silt.

q_{SL} Seebodensedimente

Holozäne Seebodensedimente finden sich im Gebiet von Blatt Brienz über eine Strecke von etwa 250 m entlang der Emme bei Koord. 2638 310/1179 230. Dabei handelt es sich um bräunlich grauen feinlaminierten Ton eines kurzzeitigen Sees, der durch die Stauwirkung der Bergsturzmasse aus der Flanke des Gummhoren entstanden ist. Einsedimentierte Baumstrünke belegen, dass der See ein bewaldetes Gebiet überflutet hat. Eine Datierung der integrierten Holzreste, welche indirekt das Bergsturzereignis datieren würde, ist aber nicht vorhanden.

Kalksinter (Quelltuff)

Ein grösseres, auf Atlasblatt Brienz flächenhaft dargestelltes Kalksintervorkommen ist einzig aus dem Gebiet westlich der Axalp (Koord. 2645 490/1174 770) bekannt. Es befindet sich etwas abseits des Wegs von Schwarzenberg nach Hittboden, im Quellgebiet eines Seitenasts des Giessbachs. Kleinere Vorkommen finden sich südlich des Eisesattels, in Trejewang und Obengraben.

Sümpfe und Torfmoore

Sümpfe und Torfmoore entwickeln sich auf wasserstauendem Untergrund und deshalb vorwiegend in Gebieten mit Moränenbedeckung oder tonig-mergeligen Gesteinen. Die Verbreitung der Feuchtgebiete ist denn auch stark auf die Flyschregionen, das heisst die Subalpine Flysch-Zone, das Habkern-Melange und die Schlieren-Decke sowie die mergeldominierten Molasseeinheiten (Hilfern-Formation und Honegg-Mergel) konzentriert. Weitere meist kleinräumige Torfmoore sind auf den Gesteinen der Niederhorn-Formation entwickelt (Fig. 39). Das grösste Torfmoor ausserhalb dieser Bereiche befindet sich bei Turen (Chaltenbrunnemoos, Koord. 2654 500/1173 800) auf Moränenmaterial und Tonstein des Glockhaus-Members und gilt als Hochmoor von nationaler Bedeutung.



Fig. 39: Moorlandschaft auf dem Hohgant-Sandstein im Seefeld, nordöstlich des Tropflocks (Koord. 2630 600/1178 880). Die Felswand im Hintergrund rechts wird von der Wagenmoos-Bank 2 gebildet. Blick in Richtung Osten. Foto B. Reber, 2021.

Ebenfalls von nationaler Bedeutung ist die Moorlandschaft der Lombachalp, die zusammen mit den sich nach Nordosten fortsetzenden Feuchtfleichen bis in den Raum Sörenberg eine der grössten Moorlandschaften der Schweiz darstellt. Als Grundlage für die Darstellung der Torfmoore auf den vorliegenden Atlasblättern wurden – neben der Kartierung im Rahmen der geologischen Aufnahme – die Bundesinventare für Hoch-, Übergangs- und Flachmoore von nationaler Bedeutung verwendet.

q_a Rezente Alluvionen

Rezente Alluvionen kommen hauptsächlich in den Talböden mit geringem Gefälle vor. So finden sich rezente Alluvionen beispielsweise im Justistal, zwischen Eriz und Innereriz, entlang der Emme oder des Oltschibachs. Die mit Abstand bedeutendste rezente Alluvion bildet das Aaretal oberhalb der Einmündung der Aare in den Brienersee. Während die meisten rezenten Alluvionen in den Kartengebieten Mächtigkeiten im Bereich von einigen wenigen Metern aufweisen dürften, ist diese äusserst mächtig ausgebildet. Wie mächtig die alluvialen Ablage-

rungen im Aaretal effektiv sind, kann nicht genau angegeben werden. Aufgrund von Bohrbefunden umfasst die Alluvion mindestens ein paar Zehner von Metern. Auch die genaue Beckenkonfiguration ist unklar. Die tiefsten bisher abgeteufte Bohrungen (45 m bei der Wylerbrigg und 52 m zwischen Züünstäg und Lehli) haben den Fels nicht erreicht. Seismische Untersuchungen belegen westlich von Hausen (knapp 4 km östlich des Militärflugplatzes Meiringen) eine Übertiefung von gegen 400 m (K+H 1994). Wie der weiter östlich gelegene Felsriegel am Kirchet (Blatt Innertkirchen) zeigt, muss aber von einer unregelmässigen Felsoberfläche ausgegangen werden. Für die Konstruktion von Profil 6 (Taf. II) wurde bei Chrumeney eine Felstiefe von 230 m angenommen. Dies in Anlehnung an die Angaben zu den übertieften Tälern in SCHLÜCHTER (1979) und unter Berücksichtigung der Felsoberfläche im Becken des Brienersees nach MATTER & STURM (1982). Die effektive Felskote könnte jedoch noch einiges tiefer liegen.

Die mächtigen alluvialen Ablagerungen im Aaretal wurden anhand von Bohrdaten und geologischen Berichten je nach Materialzusammensetzung in fünf Kategorien unterteilt. In den Kategorien wird je nach dem dominierenden Anteil zwischen Kies, vorwiegend sandig (q_{aks}) oder tonig-sandig (q_{akt}), Sand, vorwiegend kiesig (q_{ask}) oder tonig-siltig (q_{ast}) sowie Ton und Silt (q_{at}) unterschieden.

Zur Untersuchung der Aufschotterung im Aaretal sind im Gebiet von Meiringen im Zusammenhang mit der Rohstoffgewinnung bei den Balmgütern (knapp ausserhalb des Gebiets von Blatt Brienz, Koord. 2656 550/1174 700) und in den Junzlen im Sommer 2007 geologische Profile aufgenommen und Proben für Datierungen entnommen worden. Vor dem Hintergrund der Berichte über «fürchterliche» Überschwemmungen bei Meiringen in den Jahren 1733, 1762 (KURZ & LERCH 1979) und geringeren Ausmasses 2005 sind Profile und Datierungen in den Kiesgrubenaufschlüssen interessant. Die heftigen Unwetter der Jahre 1733 und 1762 sind am Hasliberg niedergegangen und haben den Alpbach anschwellen lassen und zu grossen Schuttverfrachtungen geführt. Das Unwetter von 2005 hat in der Rosenlauri grosse Niederschläge gebracht und mit dem über die Ufer tretenden Rychenbach die damals offene Grube in den Balmgütern mit siltigem Kies verfüllt.

In den 2007 offenen Kiesgruben in den Balmgütern konnte südlich der Zufahrtsstrasse folgendes Profil aufgenommen werden (schriftl. Mitt. C. Schlüchter 2022): Unter einem 2 m mächtigen, grauschwarzen siltigen Kies aus Lias- und Doggerkomponenten folgte eine 20 cm mächtige, feingeschichtete dunkelgraue siltig-sandige Hochflutablagerung mit Holzkohleresten. Darunter folgt sandig-blockiger Kies aus kristallinen Komponenten aus dem Oberhasli (Mächtigkeit >6 m). Der weitere Kiesabbau auch nördlich der Zufahrtsstrasse hat ein identisches Profil geöffnet, wobei dort die Hochflutlage etwa 20 cm höher liegt und nur wenige Zentimeter mächtig ist. Hier sind aber im Liegenden von sandigem Schotter umgelagerte dunkelgraue siltige Kieslagen mit bis zu mehreren Dezimeter langen Holzresten vorhanden. Die Interpretation der Kurzprofile erlaubt den Schluss, dass die dunkelgrauen Kiesablagerungen der obersten Schicht einem Unwetter in der Rosen-

loui zuzuordnen sind, ähnlich wie es sich 2005 ereignet hat, nur intensiver. Die Mischfazies in den unteren Ablagerungen müsste somit zu einem älteren Hochwasser gehören, das sowohl Aare als auch Rychenbach anschwellen liess. Für eine zeitliche Zuordnung der Ereignisse sind die vier folgenden Proben entnommen und radiometrisch datiert worden:

- CS-Ghelma-1 (Balmgüter, südlich der Zufahrtsstrasse; 2,0 m ab Oberkante Kiesgrube): Holzkohle (ETH-33544) aus Hochflutlage: 285 ± 50 a BP, mit 89,1 % Wahrscheinlichkeit 1450–1680 cal CE.
- CS-Ghelma-2 (Balmgüter, nördlich der Zufahrtsstrasse, ca. 3,5 m unter der Hochflutlage): Holzstück (ETH-33545): 1950 ± 55 a BP, mit 95,4 % Wahrscheinlichkeit 60 cal BCE bis 220 cal CE.
- CS-Ghelma-3 (Baggersee bei Junzlen, Koord. 2654 000/1177 260): Holzstück (ETH-33546) mit Schwimmbagger aus 13 m ab Oberkante Kiesgrube gefördert: 3920 ± 60 a BP, mit 89,7 % Wahrscheinlichkeit 2570–2270 cal BCE.
- CS-Ghelma-4 (Balmgüter, nördlich der Zufahrtsstrasse, 1,8 m unter Oberkante Kiesgrube): Holzstück (ETH-34585) aus Hochflutlage: 360 ± 45 a BP, mit 95,4 % Wahrscheinlichkeit 1440–1640 cal CE.

Die Proben CS-Ghelma-1 und CS-Ghelma-4 liegen im gleichen kalibrierten Altersbereich und die sie enthaltenden Hochflutschichten sind etwa 100 Jahre vor den Überschwemmungen von 1762 und von 1733, auf der anderen Seite der Aare, bei den Balmgütern abgelagert worden. Die über der Hochflutlage vorhandenen Hochwassersedimente aus der Rosenloui gehören demzufolge in die zweite Hälfte des 17. Jahrhunderts oder sind jünger. Die Probe CS-Ghelma-2 weist nur darauf hin, dass sich um Christi Geburt ein Hochwasser mit Aufarbeitung ereignet, und wahrscheinlich die ganze damalige Flussebene bei Meiringen betroffen hat (Durchmischung von Oberhasli- und Rosenlauimaterial).

Interessante Überlegungen erlaubt die Probe CS-Ghelma-3. Sie stammt aus einer Tiefe von 13 m ab Oberkante Kiesgrube. Einfach gerechnet ergibt sich somit eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 3,3 mm pro Jahr über die letzten 4000 Jahre. In diesem hochenergetischen Flussmilieu sind durchschnittliche Sedimentationsraten zwar rechnerisch interessant, jedoch nur bedingt aussagekräftig, da die Ablagerungen ereignisgesteuert sind.

Künstlich verändertes Gelände

Grössere anthropogene Veränderungen am Terrain ohne bedeutende Anhäufung von Material werden im Perimeter der Umgestaltung als künstlich verändertes Gelände bezeichnet. In den vorliegenden Kartengebieten umfassen dies unter anderem grossflächige Materialentnahmen entlang von Strassen (z.B. bei Bönigen), einen Auffangbereich im Rahmen des Hochwasserschutzes (Eywald)

und eine auffällige Lawinenverbauung im Alpogli (Koord. 2651 100/1179 600). Die Lawinenverbauung mit einem Lawinendamm und einer Vielzahl an sogenannten Lawinenhöckern wurde in den 1950er-Jahren, im Nachgang des letzten grossen Lawinenabgangs von 1949, der bis ins Siedlungsgebiet von Brienzwiler reichte und grossen Schaden verursachte, erstellt.

Künstliche Auffüllungen, Aufschüttungen

Künstliche Auffüllungen und Aufschüttungen sind vor allem entlang der Nationalstrasse A8 (Spiez – Lopper) und am rechten Brienzenseeufer im Bereich der Bahnlinie Interlaken – Meiringen vorhanden. Neben den Dämmen für den Strassen- oder Eisenbahnbau bilden die zahlreichen Hochwasserschutzdämme die häufigsten künstlichen Aufschüttungen in den Kartengebieten. Zudem wurden besonders in der Region Brienz zum Schutz von Siedlungsgebieten und der Verkehrsinfrastruktur diverse wasserbauliche Massnahmen getroffen (LANGEN-EGGER et al. 1992, ZIMMERMANN et al. 1997).

TEKTONIK

Tektonische Gliederung

Im Gebiet der Atlasblätter Brienz und Beatenberg lassen sich, entsprechend der heutigen tektonischen Lage, von unten nach oben folgende tektonische Einheiten unterscheiden:

Subalpine Molasse

Subalpiner Schuppenkomplex

Die Subalpine Molasse besteht aus Unterer Meeresmolasse (UMM) und Unterer Süsswassermolasse (USM). Die beiden lithostratigraphischen Gruppen liegen tektonisch getrennt vor: Die USM baut die südfallende Blueme-Beichle-Schuppe auf und die UMM die darauf überschobene Hilfern-Schuppe. Dazwischen findet sich lokal das tektonische Melange aus UMM der Ralligen-Schuppenzone. Auf der UMM der Hilfern-Schuppe liegt eingewickelter südhelvetischer Flysch. Dies zeigt, dass der orogene Keil den Südteil des UMM-Beckens vor der Ablagerung der USM erreicht hat. Die UMM der Hilfern-Schuppe wurde dann während der Schüttung der USM auf diese aufgeschoben. Zwei weitere Schuppen (Steffisburg- und Schangnau-Schuppe) befinden sich weiter nördlich, knapp ausserhalb des Kartengebiets von Blatt Beatenberg.

Die Molasseablagerungen haben sich als synorogene Sedimente aus den Gesteinen der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe entwickelt. Während beziehungsweise kurz nach ihrer Entstehung wurden sie im südlichen Teil von der orogenen Front überfahren und am Alpenrand aufgeschuppt (Blueme-Beichle-Schuppe). Ihre lithologische Beschaffenheit widerspiegelt das Vorrücken der alpinen Front in Richtung Vorlandsenke (turbiditische UMM übergehend in mächtige Konglomerate). Einzelne Schuttfächersysteme sind schon primär lateral ineinander verzahnt. Die Mächtigkeit eines Schuttfächersystems nimmt grundsätzlich gegen das Schüttungszentrum zu, während die Komponentengrösse mit zunehmendem Abstand vom Alpenrand generell abnimmt. Die mächtigen Konglomeratablagerungen am Alpenrand bilden aus tektonischer Sicht daher relativ starre Körper, die über beträchtliche Distanzen überschoben sind, aber nur wenig interne Deformation aufweisen.

Unterhelvetikum

Aar-Massiv

Als Unterhelvetikum werden die tektonischen Elemente unter den helvetischen Decken bezeichnet. Dazu gehören im Aar-Massiv:

- die autochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs und die vom Kristallin abgescherten parautochthonen Sedimentlamellen (Quinten- bis Öhrlif-Formation sowie die paläogenen Gesteine der Läsistock-Schuppe; s. Taf. II, Profil 6 u. GISLER et al. 2020);
- die Nordhelvetische Flysch-Gruppe (Elm- und Matt-Formation);
- sowie ein tektonisches Melange («Scheidegg-Tertiär» nach MÜLLER 1938), das sich entlang der Überschiebung der Axen-Decke über den parautochthonen Einheiten befindet. Das Melange enthält eozäne Gesteine aus verschiedenen tektonischen Einheiten, die nicht mehr in ihrem ursprünglichen stratigraphischen Verband sind (MÜLLER 1938). Es handelt sich um das tektonische Äquivalent des Mättental-Melanges weiter im Osten (s. STAEGER et al. 2020).

Subalpine Flysch-Zone

Die Subalpine Flysch-Zone erstreckt sich als schmales Band entlang der helvetischen Randkette zwischen Subalpiner Molasse und der Basis der helvetischen Decken. Sie enthält tektonisch eingewickelten südhelvetischen Flysch mit nordhelvetischen (Taveyannaz-Formation) und südhelvetischen (Leimern-Kalk) Olistolithen und Schürflingen sowie Habkern-Granit (REBER 1964). Es handelt sich also um ein tektonisches Melange in subalpiner Stellung.

Oberhelvetikum

Axen- und Drusberg-Decke

Das Oberhelvetikum wird in zwei Decken unterteilt. Die Einheiten nördlich von Thuner- und Brienersee gehören zur Drusberg-Decke und umfassen die Schichtfolge ab dem Späten Jura (Quinten-Formation) bis ins Späte Eozän (Stad-Formation). Südlich des Brienersees befindet sich die Axen-Decke, die von Gesteinen ab dem Frühen Jura (Sexmor-Formation) bis in die Frühe Kreide (Sichel-Kalk) aufgebaut wird. Die Drusberg-Decke enthält den Kreide-Paläogen-Anteil der mesozoischen Schichtreihe, der ursprünglich auf der Axen-Decke beheimatet war und auf dem schiefrigen Mergel der Palfris-Formation vollständig von seiner Unterlage abgeschert ist. Zwischen Interlaken und Brienz folgt das Aaretal der Deckengrenze. Die Unterteilung in Drusberg- und Axen-Decke im östlichen Berner Oberland hat sich mit PFIFFNER et al. (2010) etabliert. In älteren Arbeiten fin-

den sich teilweise andere tektonische Bezeichnungen wie «Wildhorn-Decke» für die Axen-Decke oder «Niederhorn-Decke» für die Drusberg-Decke.

Habkern-Melange³

Das Habkern-Melange findet sich entlang der bedeutenden tektonischen Suture zwischen der Drusberg-Decke und der Schlieren-Decke. Es besteht vor allem aus Schuppen und Paketen des südhelvetischen Eozäns (BAYER 1982) und enthält zum Teil hausgrosse exotische Blöcke aus Habkern-Granit und lithostratigraphischen Einheiten aus dem südhelvetischen bis penninischen Ablagerungsraum (u.a. GIGON 1952, FERRAZZINI 1981, BAYER 1982). Dazu zählen insbesondere der Leimern-Kalk, der «Basale Schlieren-Flysch» (Späte Kreide) und die Stad-Formation (Spätes Eozän).

Unterpenninikum

Schlieren-Decke

Die Schlieren-Decke besteht aus einer grossen Masse aus penninischem Flysch mit Maastrichtien- bis Yprésien-Alter (SCHAUB 1951). Sie stellt die östliche Fortsetzung der Gurnigel-Decke dar. Tektonisch befindet sich die Schlieren-Decke über dem Habkern-Melange und ist damit die südlichste und höchste tektonische Einheit im Gebiet von Blatt Brienz, nördlich des Thunersees.

Mittelpenninikum

Zone Submédiane

Die Zone Submédiane erstreckt sich von der Rhone bis zum Thunersee und reicht noch knapp ins Kartengebiet von Blatt Beatenberg hinein. Sie liegt tektonisch zwischen der unterpenninischen Niesen-Decke oder – wo diese fehlt – ultrahelvetischen Einheiten und der mittelpenninischen Klippen-Decke (Préalpes médianes rigides et plastiques). Bei der Zone Submédiane handelt es sich um ein tektono-sedimentäres Melange mit einer Matrix aus Gips und «Wildflysch» sowie penninischen und ultrahelvetischen Komponenten (WEIDMANN et al. 1976). Die enthaltenen Komponenten deuten darauf hin, dass sich das Melange bei der Überschiebung der Klippen-Decke an deren Basis bildete (WISSING & PFIFFNER 2002).

³ In Übereinstimmung mit der sich in Überarbeitung befindlichen tektonischen Karte der Schweiz 1:500 000 werden die bisher als ultrahelvetisch bezeichneten Einheiten auf den Atlasblättern Brienz und Beatenberg neu dem Unterhelvetikum, Oberhelvetikum oder Unterpenninikum zugeordnet. Der Begriff Ultrahelvetikum als tektonische Domäne soll neu nur noch in der Westschweiz verwendet werden. Im Gebiet nordöstlich des Thunersees bezeichnet der Begriff Ultrahelvetikum damit neu ausschliesslich die paläogeographische Herkunft und nicht mehr eine tektonische Stellung.

Die Zone Submédiane stellt die höchste tektonische Einheit im Gebiet von Blatt Beatenberg dar.

Tektonische Entwicklung

Mittels relativer Altersbeziehungen lässt sich die Deformationsabfolge in mehrere Phasen unterteilen. Dabei wird allgemein von einer gegen das Vorland hin fortschreitenden Verkürzung ausgegangen, bei der die orogene Front immer nördlichere Einheiten überfahren hat. Wichtige Kriterien bei der Feststellung relativer Altersbeziehungen sind Phänomene wie gefaltete Überschiebungen und Achsenebenen sowie Schieferungen, die ältere Schieferungen überprägen. Einige dieser Phänomene haben lokalen Charakter und lassen sich regional nur beschränkt verfolgen, andere lassen sich tektonischen Ereignissen zuordnen, die überregional korrelierbar sind. Im Gebiet der Blätter Brienz und Beatenberg lassen sich in chronologischer Reihenfolge folgende Ereignisse unterscheiden:

Platznahme der Schlieren-Decke

An der Basis der Schlieren-Decke befindet sich das Habkern-Melange. Dieses enthält neben «Wildflysch» mit Blöcken aus Leimern-Kalk, «Basalem Schlieren-Flysch» und der Stad-Formation teils exotische Komponenten unbekannter Herkunft (Habkern-Granit). Die Vielfalt dieser Komponenten im Habkern-Melange lassen auf einen langen Transportweg der Schlieren-Decke schliessen. Die Hauptmasse des Habkern-Melanges besteht aus südhelvetischem Flysch. Das bedeutet, dass die Schlieren-Decke bis auf den südhelvetischen Ablagerungsraum aufgeschoben und dabei südhelvetische Flysche abgeschürft wurden. Diese Einheiten wurden zusammen mit der Schlieren-Decke auf die zukünftigen helvetischen Decken geschoben.

Dieses Ereignis ist als «Platznahme südlicher Einheiten» auf dem Rücken des zukünftigen Helvetikums zu betrachten. Es entspricht der Plaine-Morte-Phase (BURKHARD 1988) beziehungsweise der Pizol-Phase in der Ostschweiz (PFIFFNER et al. 1997). Evidenz für die Platznahme dieser südlichen Einheiten vor der Hauptdeformation der helvetischen Axen- und Drusberg-Decke sind die Vorkommen vorwiegend südhelvetischer Herkunft, die bisweilen auch exotische Schürflinge beziehungsweise «Wildflysch» enthalten:

- Im Unterhelvetikum das Mättental-Melange entlang der Basis der Axen-Decke, als tektonische Trennung zum nordhelvetischen Flysch (östlich des Kartengebiets von Blatt Brienz).
- Das Melange (Subalpine Flysch-Zone) in subhelvetischer Stellung unter der helvetischen Randkette, als tektonische Trennung zur Unteren Meeresmolasse.

- Im Oberhelvetikum das Habkern-Melange an der Basis der Schlieren-Decke, als tektonische Trennung zur Drusberg-Decke.

Diese Melanges kennzeichnen tektonische Suturen, die durch spätere Deformationsphasen passiv überprägt wurden. Das Habkern-Melange beispielsweise wurde, auf der Drusberg-Decke liegend, tief in die Habkern-Mulde eingefaltet.

Platznahme der helvetischen Decken

Diese Deformationsphase wird als Prabé-Phase (BURKHARD 1988) bezeichnet und ist vergleichbar mit der Calanda-Phase in der Ostschweiz (PIFFNER et al. 1997). Dabei wurden die Sedimente aus dem helvetischen Ablagerungsraum als Decke über das Aar-Massiv nach Nordwesten überschoben und verfaltet. Im Zuge dieses Ereignisses scherte die Drusberg-Decke vermutlich relativ früh von der Axen-Decke ab. Das gesamte helvetische Deckengebäude kam dabei auf den nördlichen Teil des noch nicht verkürzten, von der mesozoischen Sedimenthülle und dem nordhelvetischen Flysch bedeckten Aar-Massivs zu liegen. Die Deckenüberschiebung folgte dabei dem Melange der penninischen Deckenbasis. Bei diesem Vorgang wurden Teile des Melanges überfahren, die so in ihre heutige «helvetische» beziehungsweise «subhelvetische» Stellung gelangten. Die wohl relativ spät entlang der Überschiebung vom Liegenden abgerissene Läsistock-Schuppe (außerhalb der Kartengebiete, s. a. GISLER et al. 2020) kann ebenfalls diesem Ereignis zugeordnet werden, weil sie weiter vom Autochthon abgeschert ist als das restliche Unterhelvetikum und zudem parallel zur Deckenüberschiebung der Axen-Decke verläuft und mit dieser steilgestellt wurde.

Bei der Bildung der helvetischen Decken wurden die tektonisch höheren Einheiten, namentlich das Habkern-Melange und die Schlieren-Decke, passiv mittransportiert und verfaltet. Bei diesem Ereignis wurde die Basisüberschiebung der Schlieren-Decke in der Habkern-Mulde tief eingefaltet (s. Taf. I, Profil 3 u. Taf. II, Profil 4).

Die helvetische Randkette gelangte bis auf die UMM (Hilfern-Schuppe) und dürfte bis dort eine Distanz von rund 50 km zurückgelegt haben (HÄNNI 1999). Diese Position haben die helvetischen Decken nach der Ablagerung der UMM erreicht, als weiter im Vorland die Gunten-Quarzitnagelfluh (Thun-Formation) abgelagert wurde.

Verkürzung des Aar-Massivs

In dieser letzten orogenen Phase erfuhr das Aar-Massiv eine beträchtliche Stauchung und Heraushebung. Dieser Vorgang hat die darüberliegenden helvetischen Decken, zumindest am südlichen Ende, stark überprägt. Bei der Grossen Scheidegg (Blatt Grindelwald) manifestiert sich diese Überprägung in der vertikal steilgestellten Überschiebung der Axen-Decke am Nordrand des Aar-Massivs. Dieses Ereignis wird deshalb als Grindelwald-Phase (GÜNZLER-SEIFFERT 1943) bezeichnet.

net. In jüngeren Arbeiten konnte die Grindelwald-Phase zusätzlich in die Handegg-Phase (WEHRENS et al. 2016, 2017), die Oberaar-Phase (WEHRENS et al. 2016, 2017) sowie die Pfaffenkopf-Phase (BERGER et al. 2017) unterteilt werden (s. a. HERWEGH et al. 2017, 2020). Während die Handegg-Phase vor allem die Heraushebung des Aar-Massivs zur Folge hatte, fanden in der Oberaar-Phase Blattverschiebungsprozesse statt (WEHRENS et al. 2016, 2017). Die Pfaffenkopf-Phase führte schliesslich zu nach Norden gerichteten internen Überschiebungen (BERGER et al. 2017). Die aus der Aufschuppung des Aar-Massivs stammenden Überschiebungsbahnen können nur im südlichen Teil in die helvetische Deckenüberschiebung münden. Spätestens seit der Steilstellung war diese praktisch inaktiv. Ob die weitere Verkürzung des Aar-Massivs in der Subalpinen Molasse und im Juragebirge kompensiert wurde, konnte nicht abschliessend geklärt werden (MOCK et al. 2020). Die Zeitspanne, in der die Hilfern-Überschiebung aktiv war, lässt sich zwischen 30 Ma (Ende der Sedimentation der UMM) und mindestens 23 Ma (jüngste Sedimentgesteine im Liegenden) eingrenzen. Die Sedimente der UMM wurden also unmittelbar nach ihrer Ablagerung dem orogenen Keil einverleibt, während die Vorlandsedimentation nördlich davon weiterging. An der Hilfern-Überschiebung wurde der orogene Keil auf den aktiven Blueme-Beichle-Schuttfächer geschoben, dessen Apex unmittelbar nördlich der Hilfern-Überschiebung bei Schwanden liegt.

Mit Ausnahme der UMM der Hilfern-Schuppe sind sämtliche Molasseeinheiten im Kartengebiet von Blatt Beatenberg Teil der grossmassstäblichen Blueme-Beichle-Schuppe. Die Blueme-Beichle-Überschiebung verläuft nördlich ausserhalb des Kartengebiets von Blatt Beatenberg. Auf ihr und der noch weiter nördlich verlaufenden Schangnau-Überschiebung wurde die Subalpine Molasse überschoben und aufgerichtet. Aufgrund der jüngsten Sedimentgesteine im Liegenden der Blueme-Beichle-Überschiebung ist bekannt, dass diese dort frühestens um 15 ± 2 Ma vor heute aktiv war und gegen Süden sukzessive immer ältere Sedimente überfährt (SCHLUNEGGER et al. 1993).

Der Verkürzungsbetrag der Subalpinen Molasse beträgt mindestens 19–20 km (HÄNNI 1999). Dieser Wert entspricht der mindestens erforderlichen Verkürzung des Nordrands des Aar-Massivs nach der Steilstellung der Axen-Überschiebung. Eine weitere Verkürzung des kristallinen Sockels um 12 km (BURKHARD 1990) ist zudem für das Juragebirge erforderlich.

Störungszonen

Im Gebiet der Blätter Brienz und Beatenberg können drei Generationen von Brüchen beobachtet werden: Längsbrüche (d.h. Brüche ungefähr parallel zur Streichrichtung), die teilweise synsedimentär aktiv waren (s. unten), Längsbrüche, die sich im Rahmen der alpinen Kompression bildeten, und Querbrüche, die während der Platznahme der helvetischen Decken entstanden sind. Zu Letzteren gehö-

ren im Gebiet von Blatt Beatenberg einerseits die sinistralen Querverschiebungen, welche die markanten «Köpfe» der Sibe Hängste formen, andererseits die listrischen Ost-West orientierten Abschiebungen, die das Waldegg-Gewölbe gegen den Thunersee hin treppenförmig absinken lassen. Ein Beispiel eines Längsbruchs, der sich bei der Alpenbildung gebildet hat, verläuft parallel zum Justistal und hat dessen Anlage massgebend begünstigt. Diese dextrale Störung wurde von BECK (1911a) bei der Sichle und am Ausgang des Justistals im Rufisgrabe («Sichelverwerfung» bzw. «Rufigrabenverwerfung») beschrieben. Gemäss BECK (1911a) beträgt der vertikale Versatz im Rufisgrabe 230 m und bei der Sichle 200–300 m.

Synsedimentäre Brüche

Synsedimentäre Brüche stören die Kontinuität einzelner Schichten in einer Schichtfolge und können Fazies- und Mächtigkeitsunterschiede und damit eine Änderung der mechanischen Stratigraphie bewirken. Die Bruchfläche selber stellt ausserdem eine mechanische Diskontinuität dar. Diese Effekte beeinflussen die spätere Deckengestalt. Der Abscherhorizont der helvetischen Decken verläuft im Kartengebiet im mitteljurassischen schiefrigen Tonstein des Mols-Members. Vermutlich lagen die frühjurassischen Gesteine im Ablagerungsraum infolge extensiver Bruchtektonik als einzelne Grabenfüllungen vor und bildeten keinen durchgehenden Abscherhorizont. Zeugen frühjurassischer Bruchtektonik sind aus dem Kartengebiet nicht bekannt. Es kann daher nur vermutet werden, dass die im Gebiet auftretenden synsedimentären Brüche zumindest teilweise bereits im Frühen Jura angelegt und später reaktiviert wurden.

Ein prominentes Beispiel für eine über lange Zeit aktive synsedimentäre Abschiebung ist die Bachli-Giesenen-Verwerfung. Sie verläuft weiter südlich ausserhalb der Kartengebiete über den Rengpass zwischen Wätterlatte und Höchst/Dreispietz (Blatt Lauterbrunnen). Sie bildet die Grenze zwischen der mächtig entwickelten Kreide der Drusberg-Decke im Süden und der Wätterlatte im Norden, die sich mit dem Waldegg-Gewölbe vergleichen lässt. Diese Struktur ist von entscheidender Bedeutung für die Beantwortung der Frage, in welcher Beziehung die Kreideeinheiten der helvetischen Randkette zu denjenigen des Harders/Brienzergrats stehen. Die Zunahme der Sedimentmächtigkeit von Kreide- und Paläogen-einheiten südlich der Bachli-Giesenen-Verwerfung um etwa 640 m (LIECHTI 1930) über die geringe paläogeographische Distanz von zwei Kilometern rechtfertigt die Annahme, dass es sich bei dieser Störung um eine synsedimentäre Struktur handelt. Da die Abschiebung über lange Zeit aktiv war, wurde dafür die Bezeichnung «persistente Abschiebung» eingeführt (GÜNZLER-SEIFFERT 1941). Ein derartiger Bruch hat einen entscheidenden Einfluss auf die Gestalt der Drusberg-Decke beim Übergang zur helvetischen Randkette. Er versetzte die Abscherhorizonte von Drusberg- und Axen-Decke so, dass die Überschiebungsbahnen Rampen bilden mussten, um die Abscherhorizonte miteinander zu verbinden (Fig. 40). Damit

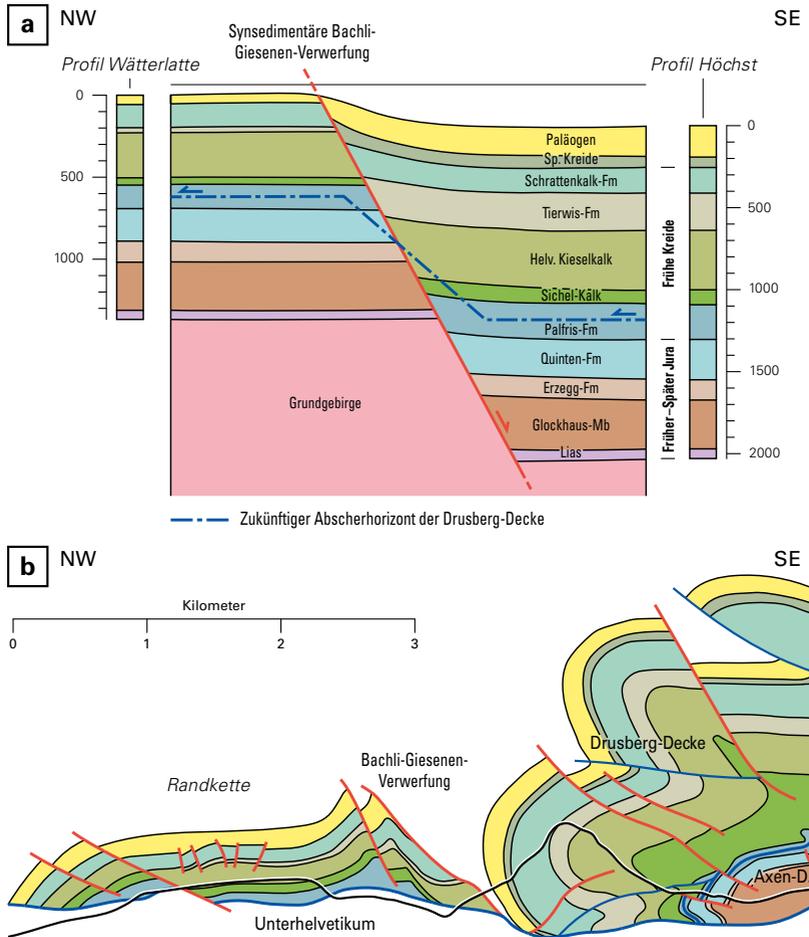


Fig. 40: Modell zum Verständnis des Übergangs von der Drusberg-Decke zur helvetischen Randkette unter der Habkern-Mulde. (a) Unterschiedliche stratigraphische Mächtigkeiten beiderseits der Bachli-Giesenen-Verwerfung mit dem hypothetischen Verlauf der zukünftigen Deckenbasis der Drusberg-Decke. (b) Situation heute mit ausgeglätteter Rampe nach der Faltung und Überschiebung der Drusberg-Decke (nach HÄNNI & PFIFFNER 2001).

waren die Voraussetzungen für eine Rampenfalte (Fault-Bend Fold) gegeben. Bemerkenswerterweise stellt die Bachli-Giesenen-Verwerfung heute noch eine Abschiebung dar und ist somit höchstens teilweise als Aufschiebung reaktiviert worden. Die Verhältnisse im Gebiet Wätterlatte–Dreispietz geben die wichtigsten Hinweise, wie der unter der Habkern-Mulde verborgene Übergang vom Brienzerglat zur helvetischen Randkette aussehen könnte (Taf. I, Profile 2 u. 3).

Ein weiterer wichtiger synsedimentärer Bruch ist die Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung, die spätestens ab der Frühen Kreide, während der Sedimentation der Schrattenkalk-Formation, aktiv war (s. unten).

Die synsedimentären Abschiebungen in der Drusberg-Decke (d.h. die Hohgant-Sundlauenen- und die Bachli-Giesenen-Verwerfung) können mit entsprechenden Strukturen der Axen-Decke korreliert werden. Eine gute Übereinstimmung ergibt die Korrelation der Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung mit der Aabeberg-Störung beziehungsweise der Bachli-Giesenen-Verwerfung mit der Bürgle-Störung (HÄNNI & PFIFFNER 2001). Weitere in Zusammenhang mit synsedimentären Abschiebungen stehende Phänomene, wie auf- oder abgeschobene Klemmpakete aus Quinten-Formation südlich von Interlaken oder das Vorkommen der Sexmor-Formation bei Erschwanden («Lias von Erschwanden») am Brienzensee, wurden von PILLOUD (1990) beschrieben.

Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung

Die Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung ist seit KAUFMANN (1886) als Längsbruch bekannt. BECK (1911a) beschrieb sie als «Sundlauenen-Hohgantverwerfung» und kartierte deren Verlauf im Gebiet von Blatt Beatenberg. Bereits seine Karte zeigt, dass die Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung über längere Zeit nicht mehr aktiv war, da sie die Überschiebung der Schlieren-Decke nicht versetzt. Untersuchungen von HAUS (1937) und COLOMBI (1960) ergaben, dass ein Teil der Bruchaktivität im Eozän stattfand und ein Versatz von über 100 m gesichert scheint. Der synsedimentäre Versatz im Eozän dürfte lokal aber weitaus grösser sein; so schätzte R. Herb (in HERB et al. 1978) den Versatz in der Region Sundlauenen auf rund 500 m. Neuere Untersuchungen belegen, dass die Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung bereits zur Kreidezeit synsedimentär aktiv war: Während die Mächtigkeit der Schrattenkalk-Formation in den Burgfeldflüen (westlich der Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung) lediglich 180 m beträgt, konnte unter Tage unter der Waldegg (östlich der Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung) eine Mächtigkeit von 320–340 m nachgewiesen werden (HÄUSELMANN 2002). Zudem kommen jüngere Kreidegesteine (Garschella- u. Seewen-Formation) sowie Formationen des Paläogens nur östlich der Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung vor. Dies ist ein Hinweis darauf, dass sich auch an der Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung bereits während der Späten Kreide ein Relief gebildet haben könnte, wie dies beispielsweise am Brienzerglat mit der «Wang-Brekzie» belegt ist.

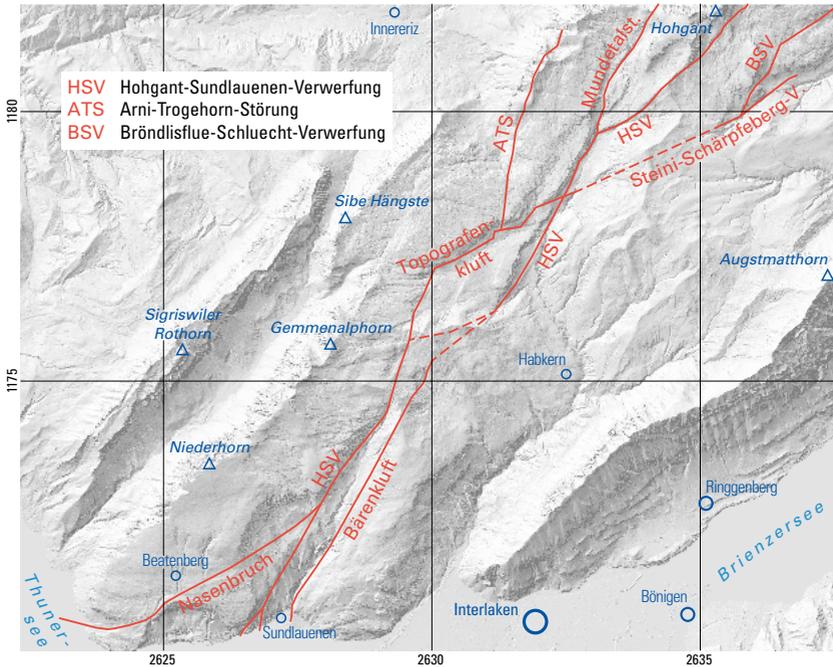


Fig. 41: Schematische Darstellung der konjugierten synsedimentären Brüche im Umfeld der Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung.

Die Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung ist stellenweise als Doppelbruch ausgebildet und spaltet sich immer wieder in konjugierte Brüche auf (Fig. 41). Nördlich der Region Traubach teilt sich die Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung in die nachfolgend beschriebenen drei Segmente auf:

- Das nördliche Segment ist die im Gelände gut sichtbare klassische Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung, die unter der Raflue via Haglätsch und nordöstlich des Furggegütsch durchzieht. Sie erscheint auf dem Atlasblatt Beatenberg stark gebogen beziehungsweise verfault. Dies ist aber nur ein Schnitteffekt, bedingt durch das mittelsteile Einfallen der Verwerfung und der subparallel dazu verlaufenden Geländeoberfläche. Der Versatz der Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung dürfte in dieser Gegend etwa 200–250 m betragen.
- Das mittlere Segment, als Brändlisflue-Schluetch-Verwerfung bezeichnet, befindet sich unterhalb der Brändlisflue und ist dafür verantwortlich, dass

die Schrattenkalk-Formation unterhalb dieser Fluh wieder an der Oberfläche erscheint. Die Orientierung dieses Segments ist ungefähr parallel zur klassischen Hohgant-Sundlauenen-Verwerfung. Die Bröndlisflue-Schluecht-Verwerfung kann weiter nach Nordosten verfolgt werden und grenzt dort stellenweise das Karrenfeld des Holaub gegen die Niederhorn-Formation am Schärpfeberg ab. Der Versatz (bezogen auf das Dach der Schrattenkalk-Formation) kann anhand des Schrattenkalk-Vorkommens im Steinbruch Steini abgeschätzt werden; dieser beträgt im Gebiet ungefähr 120 m. Da die Bröndlisflue-Schluecht-Verwerfung ebenfalls bereits zur Kreidezeit synsedimentär aktiv war (Vorkommen von Garschella-Formation östlich der Verwerfung), ist der angegebene Versatz als Minimalwert zu verstehen.

- Das südliche Segment bildet die Steini-Schärpfeberg-Verwerfung. Diese ist im Steinbruch Steini gut sichtbar und lässt sich auch im Oberlauf des Leimbachs stellenweise beobachten. Im Steinbruch Steini trennt die Verwerfung Schrattenkalk-, Garschella- und Klimeshorn-Formation (im Westen) vom Hohgant-Sandstein und der Stad-Formation (im Osten) ab. Angaben zum Ausmass des Versatzes können in diesem Gebiet nicht gemacht werden.

Weitere synsedimentäre Brüche

Ein anschauliches Beispiel eines synsedimentären Bruchs befindet sich südwestlich des Trogehorns in der Westflanke des Arnigrats (Koord. 2631 670/1180 480). Östlich des Nord-Süd verlaufenden Bruchs können die dünnbankigen «Unteren Orbitolinenschichten» des Rawil-Members über eine Mächtigkeit von etwa 40 m beobachtet werden. Die obersten zwei bis drei Bänke ziehen über den Bruch hinweg auf die Westseite und markieren das Ende der Bruchaktivität (Fig. 42).

Die gut sichtbare Mundetalstörung, die von Traubach über das Mundetal gegen den Aff hin verläuft, war ebenfalls während der Kreidezeit synsedimentär aktiv: An der Obergrenze des Innerbärgli-Karrenfelds, bei Koord. 2634 020/1181 700, lässt sich – wenn auch undeutlich – ein Mächtigkeitssprung im «Oberen Schrattenkalk» erkennen, wohingegen das Fruttli-Member («Discus-Schicht») in gleicher Mächtigkeit darüber hinwegzieht. Dieser Mächtigkeitssprung kann ebenfalls in der Nordflanke des Hohgants (Atlasblatt Eggiwil) erkannt werden.

Ein weiteres Beispiel eines kreidezeitlich aktiven synsedimentären Bruchs befindet sich knapp 240 m östlich des Hauptgipfels des Hohgants und zieht bei Pkt. 2118 m durch. Bei diesem NNW-SSE orientierten Bruch wird das Rawil-Member durch den Bruch begrenzt; der Hohgant-Sandstein scheint jedoch mehr oder weniger ungestört abgelagert worden zu sein. Somit war der Bruch im Eozän, zur Zeit der Ablagerung des Hohgant-Sandsteins, vermutlich bereits inaktiv. Dies ist ein Hinweis auf extensive Bruchtektonik während der Späten Kreide, wie sie in der Wildhorn-Decke beschrieben wurde (CARDELLO & MANCKTELOW 2014).

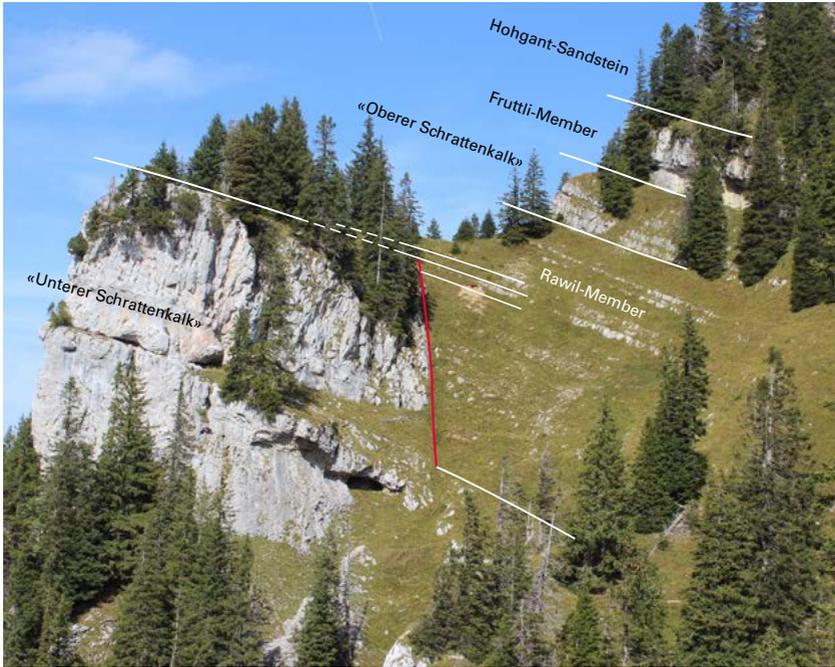


Fig. 42: Synsedimentärer Bruch in der Westflanke des Arnigrats (Blick in Richtung Norden, Standpunkt bei Koord. 2631647/1180295). Deutlich erkennbar ist das Abschneiden des dünnbankigen Rawil-Members («Untere Orbitolinenschichten») gegen Westen durch den wandbildenden hellgrauen massigen «Unteren Schrattenkalk». In der linken oberen Bildhälfte überlagert das Rawil-Member den «Unteren Schrattenkalk» und setzt sich somit über den synsedimentären Bruch (rote Linie) hinweg (mit weissen gestrichelten Linien angedeutet; im Foto nicht sichtbar). Foto S.Strasky, 2021.

Der bedeutendste synsedimentäre Bruch des Brienergrats liegt zwischen Schönbüel und Suggiture (Koord. 2636380/1175470). Dieser steile, WNW-ESE verlaufende Bruch versetzt die gesamte helvetische Schichtreihe vom Chriesiloch-Echinodermenkalk (Helvetischer Kieselkalk) bis hin zum Hohgant-Sandstein (Niederhorn-Formation). Die Mächtigkeiten der Einheiten variieren beiderseits des Bruchs. Dies lässt vermuten, dass der Bruch in der Zeitspanne von Hauterivien bis mindestens Santonien aktiv war. Interessanterweise sind die Einheiten südlich des Bruchs generell mächtiger, was aufgrund der heutigen Lage des Bruchs nicht erklärt werden kann. Vermutlich wurde der Bruch bei der Alpenbildung verstellt und seine heutige Lage hat nichts mit der ursprünglichen Orientierung zu tun.

Bemerkungen zu den geologischen Profilen

Subalpine Molasse

Die mächtigen USM-Abfolgen der Subalpinen Molasse wurden entlang der Blueme-Beichle-Überschiebung aufgeschoben und fallen gegen den Alpenrand ein. Unter dem Sigriswilgrat dürfte die Blueme-Beichle-Überschiebung ungefähr 4000 m unter dem Meeresspiegel verlaufen. Die Konglomerate des Thun-Schutt-fächers, namentlich die Gunten-Quarzitnagelfluh, sind seitlich mit lokalen Schutt-fächersedimenten (Honegg-Mergel) verzahnt und werden von der Gitzischöpf-Nagelfluh überlagert. Diese Einheiten wurden kurz nach deren Sedimentation von der Hilfern-Schuppe überfahren (SCHLUNEGGER et al. 1993).

Unterlage der helvetischen Randkette

Zwischen der Blueme-Beichle- und der Hilfern-Schuppe befindet sich die Ralligen-Schuppenzone, ein tektonisches Melange an der Basis der Hilfern-Schuppe. Dieses Melange aus Gesteinen der UMM (Hilfern-Formation, Grisigen-Mergel, Horw-Sandstein) tritt lokal auch entlang der Basis der helvetischen Randkette auf, wird in den Profilen aber nicht separat ausgewiesen und mit der UMM der Hilfern-Formation zusammengefasst. Die UMM selber muss im Untergrund stratigraphisch aus der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe hervorgegangen beziehungsweise von dieser abgeschert worden sein (PFIFFNER 1993). Wo und in welcher Form dieser Übergang stattfand, ist hypothetisch und nicht belegt. Der in den Profilen 2–5 (Taf. I u. II) dargestellte Übergang zwischen UMM und Nordhelvetischer Flysch-Gruppe impliziert, dass die jungen Anteile der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe ein proximales zeitliches Äquivalent zum älteren Anteil der UMMI sind.

Die Grenze zwischen UMM und Helvetikum bildet eine Zone mit tektonisch eingewickelter Süd- und Ultrahelvetikum, die entlang der helvetischen Randkette sehr unterschiedliche Mächtigkeiten aufweist. Es ist nicht klar, wie weit dieses weiche «Schieferkissen» unter die helvetischen Decken reicht. Es ist zumindest denkbar, dass entlang der helvetischen Deckenbasis Schürflinge dieser Einheit vorhanden sind, die sich mit dem unterhelvetischen «Scheidegg-Tertiär» (MÜLLER 1938) verbinden lassen. Es fällt auch auf, dass unter der Niederhorn-Platte (Taf. I, Profil 1) ein relativ grosses Volumen an Palfris-Formation vorhanden sein muss, wenn die Drusberg-Überschiebung, wie im Profil 1 (Taf. I) dargestellt, stetig verlaufen soll. Man könnte daher argumentieren, dass an dieser Stelle während des Deckentransports südhelvetischer Flysch akkumuliert wurde, wodurch das Volumen der Palfris-Formation unter dem Niederhorn verringert würde. Es gibt dafür aber weder klare Beweise noch könnte damit die Komplikation im Justistal besser erklärt werden.

Übergang von helvetischer Randkette zu Harder – Brienzergrat

Die Darstellung des im Untergrund verborgenen tektonischen Zusammenhangs zwischen dem nördlichen Teil der helvetischen Randkette und dem südlich anschliessenden Teil der Drusberg-Decke ist nicht bekannt. Den Profilen liegt die Idee zugrunde, dass zwischen Waldegg und Harder ein grosser Versatz an der synsedimentären Bachli-Giesenen-Verwerfung zu einer Rampenfalte (Fault-Bend Fold) führte (HÄNNI & PFIFFNER 2001). Dies wurde in den Profilen 2 und 3 (Taf. I) dargestellt. Dazu ist zu bemerken, dass die Information dafür aus dem Querschnitt von Profil 1 (Taf. I) ausserhalb des Kartenblattes stammt und entsprechend projiziert wurde. Gemäss der vorliegenden Interpretation entwickelt sich daraus in östlicher Richtung eine einfachere Struktur in Form einer entlang der Achsenebenen zerscherten Synklinale (Taf. II, Profile 4 u. 5). Dies kann mit einer gegen Osten abnehmenden Sprunghöhe an der Bachli-Giesenen-Verwerfung erklärt werden, wobei es sich hier um eine Annahme ohne zwingende Evidenz handelt. Die vorliegende Interpretation ist damit etwas konservativer als diejenige im östlichen Profil von HÄNNI & PFIFFNER (2001), wo die am Thunersee aufgeschlossene Information deutlich weiter nach Osten übernommen wurde.

Die gegen den Thunersee gerichteten Abschiebungen beim Waldegg-Gewölbe (Taf. I, Profil 1) werden als initiale quartäre Talklüftungen betrachtet. Die Schrattekalk-Formation ist entlang dieser Bruchstrukturen mitsamt den überlagernden jüngeren Einheiten auf den seewärts einfallenden mergeligen Teilen des Drusberg-Members abgeglitten.

Brienzergrat

Der Brienzergrat erstreckt sich ungefähr in der Streichrichtung der Drusberg-Decke. Er wird von mehreren liegenden und teils tauchenden, zerscherten Kreide-Paläogen-Antiklinalen der Drusberg-Decke aufgebaut. Auffällig sind die grosse Mächtigkeit des Helvetischen Kieselkalks und die stratigraphischen Änderungen in den Einheiten der Späten Kreide, die sich durch das Auftreten der transgressiven Wang-Formation ergeben. Die Wang-Formation setzt plötzlich und in grosser Mächtigkeit ein. Sie überlagert im nördlichen Teil die Schrattekalk-Formation, in paläogeographisch südlicher Richtung (nördlich des Gebiets Schnierenhireli-Tannhorn) liegt sie der Garschella-Formation beziehungsweise der Seewen-Formation auf. An der Basis der Wang-Formation tritt ausserdem ein Brekzienhorizont auf. Diese Indizien sprechen für ein prä-Wang Relief, das infolge einer Bruchtektonik in der Späten Kreide entstanden ist und sich zum Wang-Becken entwickelte. Die Mächtigkeit der Schrattekalk-Formation nimmt gegen Süden ab und das Drusberg-Member tritt in variabler Mächtigkeit auf.

Eine Komplikation besteht zwischen dem Brienzer Rothorn und Hofstetten beziehungsweise Schwanden bei Brienz (Taf. II, Profil 6). Beim Brienzer Rothorn ist der Helvetische Kieselkalk in einer grossräumigen Antiklinale in mehrere teils

enge Falten gelegt (JOST-STAUFFER 1993). Im Kern dieser Antiklinale befindet sich Diphyoides-Kalk und schiefriger kalkiger Mergel der Palfris-Formation, die im Einschnitt des Glyssibachs aufgeschlossen sind. Der Faltenkern ist kompliziert aufgebaut und scheinbar sehr eng, weil der Helvetische Kieselkalk praktisch entlang der gesamten Südseite des Briener Rothorns aufgeschlossen ist und bei Schwanden b. Brienz direkt der Quinten-Formation aufliegt. Dieser Helvetische Kieselkalk müsste dem Normalschenkel der Briener-Rothorn-Antiklinale entsprechen, was sich zeichnerisch im Profil 6 (Taf. II) jedoch kaum darstellen lässt. Zudem steht dieser Helvetische Kieselkalk im Vergleich mit den Verhältnissen am Wilerhorn (STAEGER 1944) viel zu tief an. Es ist somit zu vermuten, dass der Helvetische Kieselkalk am Südhang des Briener Rothorns über grosse Distanz versackt ist. Gut sichtbar sind die Sackungsmassen südlich des Eiseesattels oder im Lambbachgraben, andernorts sind sie morphologisch teilweise relativ unauffällig.

Der Verlauf der Drusberg-Überschiebung und interner Überschiebungen der Axen-Decke sind im Gebiet Brienergrat-Brünigpass im Feld oft nicht klar erkennbar. Deshalb wurden für das Atlasblatt Brienz zur Plausibilisierung des kartierten Verlaufs die Überschiebungsflächen in 3D modelliert (Fig. 43).

Axen-Decke

Die Axen-Decke südlich des Brienersees besteht zunächst aus einem breiten Band äusserst komplex verfalteter und überschobener spätjurassischer Kalke (Quinten- und Schilt-Formation, Malm), das sich im Kartenbild in nordöstlicher Richtung gegen den Brünigpass erstreckt. Südlich davon finden sich ausschliesslich Gesteine des Frühen bis Mittleren Juras. Innerhalb der Axen-Decke vollzieht sich von Norden nach Süden eine ausgeprägte Änderung in der Stratigraphie, die einen entscheidenden Einfluss auf die Tektonik hat. Im Nordteil, entlang des Brienerseeufers, liegt Quinten-Formation, getrennt durch wenige Meter Schilt-Formation und geringmächtige Hochstollen-Formation, sehr nahe auf der Bommerstein-Formation (Taf. II, Profil 4). Die Reischiben- und Erzegg-Formation fehlen oder sind nur reliktsch als Kondensationshorizont vorhanden (z.B. Blegi-Eisenoolith, PILLOUD 1990; auf Atlasblatt Brienz nicht dargestellt). Dies führt zu einer harmonischen Deformation der Quinten-Formation zusammen mit seiner mitteljurassischen Unterlage. Gegen Süden nimmt zunächst die Mächtigkeit der Hochstollen-Formation zu und der Mergel der Erzegg-Formation erscheint. Zusammen mit den schiefrigen Gesteinen der Schilt-Formation bildet die Erzegg-Formation eine gegen Süden immer mächtiger werdende inkompetente Trennschicht, die eine Abscherung der Quinten-Formation von den mitteljurassischen Gesteinen (Dogger) ermöglichte. Diese gegen Süden zunehmende Disharmonie zwischen Dogger und Malm führte, durch Kombination von Faltung und Überschiebung, zu einer komplexen und hochgradig azyklischen Deformation der Quinten-Formation (Taf. I, Profil 3 u. Taf. II, Profile 4–6). Dieser Trend lässt sich insbesondere auch in östlicher

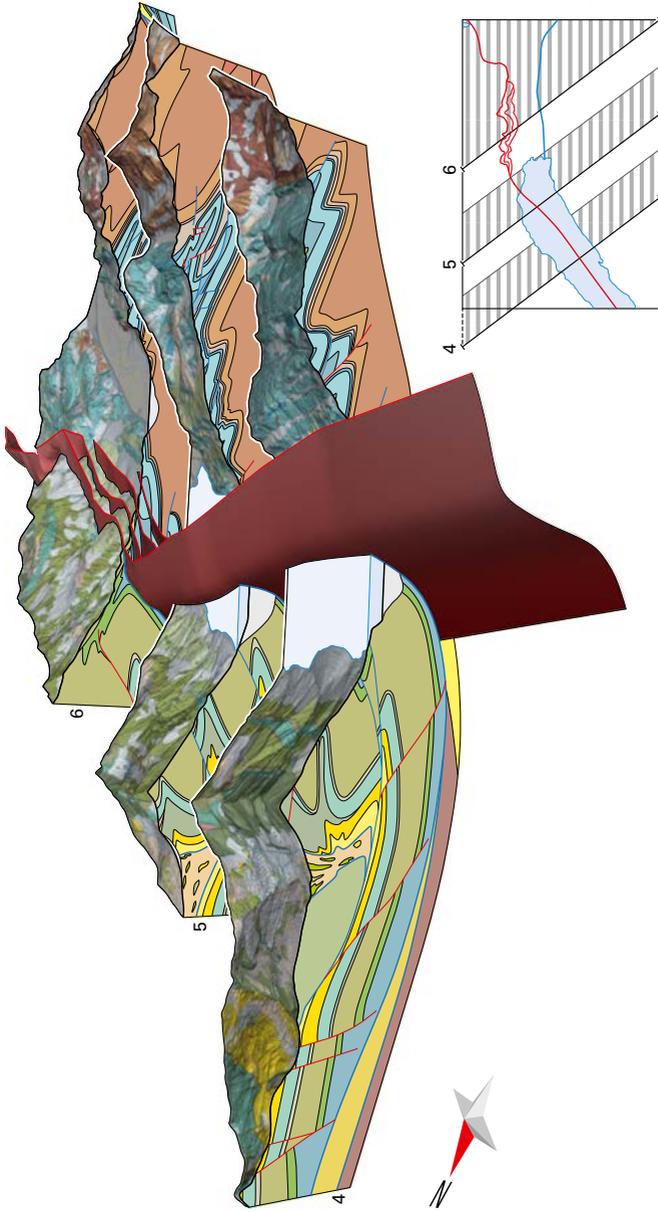


Fig. 43: 3D-Modellierung der Drusberg-Überschiebung und interner Überschiebungen der Axen-Decke (rot). Ansicht vom Brienzensee gegen den Brünigpass. Die Übersichtskarte unten rechts zeigt das Kartengebiet von Blatt Brienz mit der Lage der Profilblöcke und den Überschiebungen.

Richtung feststellen, wo die Axen-Decke in ein Dogger- und ein Malmstockwerk unterteilt werden kann (MENKVELD 1995, HÄNNI et al. 1997). Im Gegensatz zu den Strukturen in der Quinten-Formation bilden die mächtigen Ablagerungen des Doggers grossräumige Falten aus Hochstollen- und Bommerstein-Formation, die sich im Streichen über weite Strecken verfolgen lassen.

Die Basisüberschiebung der Axen-Decke dürfte südlich von Interlaken ungefähr auf Meereshöhe (PFIFFNER et al. 2010) und gegen den Brünigpass axial immer tiefer liegen. Es ist im Prinzip möglich, dass die Axen-Decke im verborgenen Untergrund auch Kreideanteile enthält, in tektonischer Analogie zu den Kreideanteilen in den Axen-Lappen des Kleintals am Urnersee.

Felsoberfläche im Aaretal

Der Verlauf der Felsoberfläche unter den quartären Ablagerungen im Aaretal wurde in den Profilen 1 und 2 (Taf. I) nach dem Felsoberflächenmodell des Kantons Bern gezeichnet. Dieses von DÜRST (2012) entwickelte Modell mit einer Zellengrösse von 25 m basiert auf den im Gebiet verfügbaren Bohrungen. Eine zum Modell des Kantons Bern abweichende Darstellung der Felsoberfläche wurde in Profil 6 (Taf. II) gewählt. Im Talabschnitt zwischen Meiringen und Brienersee wurde der Fels nirgends erbohrt und im Felsoberflächenmodell ist daher einzig eine Minimaltiefe von etwa 50 m angegeben. In Profil 6 wurde die Felsoberfläche deshalb nach SCHLÜCHTER (1979 u. pers. Mitt. 2020) in einer Tiefe von 230 m eingezeichnet. Die effektive Felskote dürfte wohl noch tiefer liegen (s. S. 117). Im Gebiet des Brienersees wurde die Felsoberfläche und die Mächtigkeit der Quartärfüllung basierend auf den seismischen Untersuchungen von MATTER & STURM (1982) dargestellt. Demnach liegt die Felsoberfläche unter dem Brienerseebecken etwa 200 m unter dem heutigen Meeresspiegel, und die quartäre Beckenfüllung ist gut 500 m mächtig (Taf. II, Profil 5).

HYDROGEOLOGIE

Grundwasserleiter in Lockergesteinen

Aare- und Haslital zwischen Innertkirchen und Brienzensee

Der Grundwasserleiter des Haslitals zwischen Innertkirchen und Brienzensee weist eine Fläche von etwa 16 km² auf. Die darunterliegende Felsoberfläche befindet sich westlich von Hausen in ungefähr 400 m Tiefe (K+H 1994). Die gut durchlässigen Schotterablagerungen der Aare wurden bis in eine Tiefe von etwa 50 m angetroffen. Darunter besteht die Trogfüllung vorwiegend aus Moräne und Seeablagerungen. Verlandungsbildungen und Überschwemmungssedimente, seitwärts eingeschwemmter Hang- und Bachschutt sowie Bergsturzmaterial sind wesentlich an der Trogfüllung beteiligt und alternieren stellenweise mit den Schotterablagerungen, was lokal zu Grundwasserstockwerkbau führt (K+H 1994).

Das Grundwasser wird grösstenteils durch Niederschläge sowie unterirdisches Karstwasser gespiesen. Letzteres ist auch für die zahlreichen Quellen, die sich teilweise am Hangfuss befinden, verantwortlich. Zu nennen sind vor allem die Funtenenquelle mit einer mittleren Schüttung von 400 l/s. Dagegen ist das Flussbett der Aare durch Gletschermilch stark kolmatiert und trägt somit kaum zur Grundwasserspeisung bei.

Stromabwärts von Hausen besteht ein ausgedehntes Entwässerungssystem, das ausgleichend auf die Schwankungen des Grundwasserspiegels wirkt. In den Exfiltrationsgebieten der Aare, das heisst stromabwärts von Schwarzeney (bei Hochwasser) beziehungsweise Unterbach (bei Niedrigwasser) passt sich der Grundwasserspiegel dem Wasserstand der Aare an.

Abgesehen von einigen Verunreinigungen weist das Grundwasser Trinkwasserqualität auf. Massive Grundwasserverunreinigungen wurden im Gebiet Locheren-Linden (nordwestlich von Unterbach) und Talgut (am Fusse des Ballenbergs) festgestellt. Zahlreiche wiederaufgefüllte Kiesgruben müssen als belastete Standorte taxiert werden.

Bödeli

Die Übertiefung des Bödeli beträgt etwa 300–400 m. Die genaue Lage der Felsoberfläche ist nicht bekannt, da keine Tiefbohrung im Gebiet abgeteuft wurde (K+H 1985).

Das Gebiet des Bödeli bildet ein heterogenes hydrogeologisches System. Neben zahlreichen Bächen, zwei Flüssen und randlich zufließenden Karstquellen ist die quartäre Talfüllung komplex. Dies hat zur Folge, dass häufig mehrere ineinander übergehende Grundwasserstockwerke vorhanden sind. Darüber hinaus kön-

nen diese Grundwasserstockwerke seitlich direkt durch unterirdische Karstwasserzuflüsse gespiesen werden. Im Unterschied zum Haslital und oberen Aaretal ist die Aaresohle nicht kolmatiert, und es findet ein Austausch zwischen Fluss- und Grundwasser statt.

Einzelne Gebiete werden, je nach Witterung, Wasserstand und Jahreszeit, abwechselnd durch verschiedene Systeme alimentiert. So dominiert am Fuss des Harders vor allem im Frühjahr bei Schneeschmelze in tieferen Lagen und relativ tiefem Aarewasserstand der Zustrom von Karstwasser, während im Spätsommer, bei stark gedrosselem Karstwasserzufluss und hohem Aarewasserstand, die Flusswasserinfiltration bedeutend wird.

Die Wasserversorgungen der verschiedenen Gemeinden im Gebiet des Bödéli (Bönigen, Interlaken, Matten, Unterseen und Wilderswil) beziehen ihr Trinkwasser ungefähr je zur Hälfte aus dem Grundwasser und den vorwiegend durch den Karst gespiesenen Quellen, wobei im Winterhalbjahr die Grundwassernutzung an Bedeutung zunimmt (K+H 1985).

Quellen

In den Molasse- und Flyschgebieten sind grosse Quellen kaum vorhanden. Die Filterbrunnen und Quellen schütten in diesen Regionen in der Regel nur geringe Wassermengen von bis zu 2l/s.

Im Gebiet der helvetischen Decken machen alle bedeutenderen Quellen, oft mit stark schwankenden Schüttungen, die Karstquellen aus (s. unten). Ein etwas grösserer Wasseraustritt, der nicht mit Karst in Zusammenhang steht, wird von einer Gruppe von Quellen am nördlichen Rand des Obermooses (Koord. 2636 320/1173 710, im Atlasblatt Beatenberg stellvertretend mit zwei Quellensymbolen dargestellt) gebildet. Die Schüttung beträgt dort insgesamt etwa 5–8l/s. Die Quellen treten in einer Rutschmasse an einer Verflachung des Geländes zwischen zahlreichen eratischen Blöcken aus. Möglicherweise hemmt das unterlagernde Moränenmaterial den weiteren unterirdischen Verlauf des Wassers und führt zum Quellaustritt.

Karstquellen

Charakteristisch für Karstquellen sind im Allgemeinen grosse Schüttungen, grosse Schüttungsschwankungen und geringe Dämpfung der Abflussspitzen. Die Höhlen hinter den Karstquellen sind vergleichbar mit einem natürlichen unterirdischen Drainagesystem.

Während viele Karstquellen aufgrund der grossen Schüttung bekannt sind und teilweise auch für die Wasserversorgung genutzt werden, ist das dazugehörige Einzugsgebiet und die Quellcharakteristik häufig weit weniger bekannt. So wird beispielsweise angenommen, dass die Wyssentalquelle (Fig. 44) die Schratzenkalk-

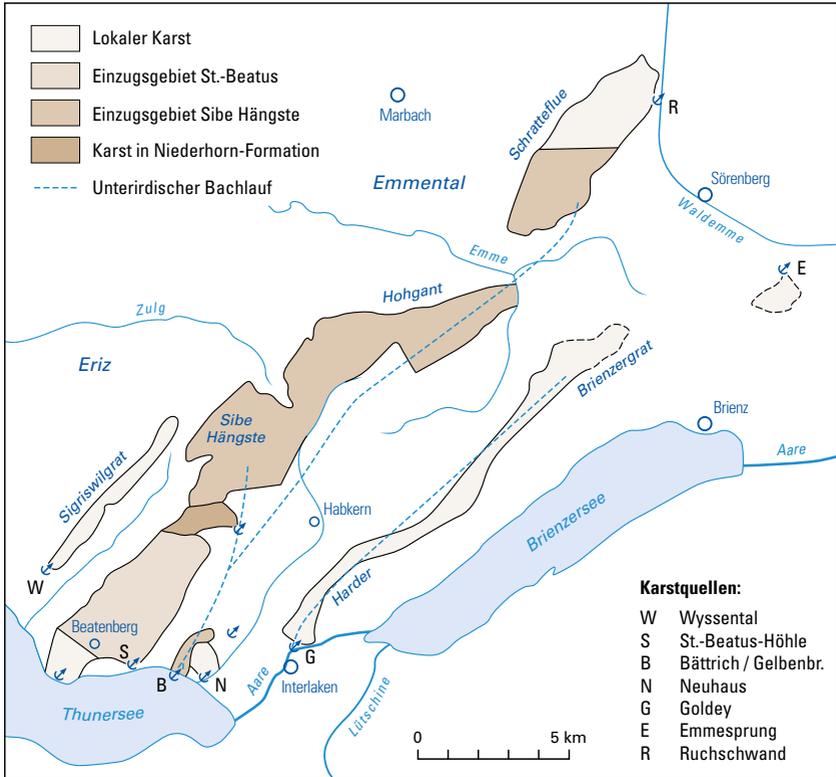


Fig. 44: Übersicht über die Karstsysteme nördlich von Thuner- und Brienzensee mit den wichtigsten Karstquellen.

Formation der Kette Sigriswiler Rothorn – Burst entwässert, ohne dass detaillierte Schüttungsaufzeichnungen oder Färbversuche vorliegen.

Intensiver untersucht wurde die bekannte Karstquelle der öffentlich zugänglichen St.-Beatus-Höhle (HÄUSELMANN et al. 2004). Das Wasser stammt aus dem – grösstenteils mit Hohgant-Sandstein bedeckten – Gebiet zwischen Beatenberg, Niederhorn und Gemmenalphorn. Die mittlere Schüttung beträgt um die 40 l/s.

Das nordöstlich daran anschliessende System Sibe Hängste – Hohgant – Schratteflue ist speläologisch gut erforscht. Messungen an den zwei Quellen Bättrich und Gelbenbrunnen sind jedoch schwierig, da die Quellen auf oder gar unter das Niveau des Thunersees entwässern. Aufgrund der Grösse des Einzugs-

gebiets (32km²) wird vermutet, dass die mittlere Schüttung um die 1000–2000l/s beträgt.

Am Brienergrat sind kaum grosse Karstquellen vorhanden. Ihre Schüttungen betragen maximal 5l/s. Eine Ausnahme bildet die Quelle oberhalb von Niederried, wo allein durch den Überlauf zwischen 5 und 10l/s ablaufen.

Hauptentwässerung des Harder- und Brienergrats bilden die Goldeyquellen (Fig. 44), wie anhand von Wasserfärbungen nachgewiesen werden konnte (WILDBERGER et al. 1982). Eine Wasserfärbung von F. Knuchel 1957 ergab zudem einen Zusammenhang mit dem Innerbärgli am Hohgant. Dieser Färbversuch wurde später angezweifelt, da Wiederholungen keine Resultate mehr zeigten. Die Tatsache aber, dass 1957 Farbe angetroffen wurde, ist unwiderlegbar. Die mittlere Schüttung der Goldeyquellen beträgt um die 300l/s.

Die Region des Brünigpasses ist ebenfalls verkarstet. Für die Untersuchungen in Zusammenhang mit Planung und Bau der Nationalstrasse A8 wurden diverse Färbversuche durchgeführt. Der Hauptteil des Wassers erscheint in den Loppquellen nördlich des Brünigs wieder. Die Funtenenquelle stellt mit durchschnittlich 400l/s einen Basisabfluss dar, der die unter dem Kalk der Quinten-Formation liegenden Kluftaquifere entwässert und somit eine ausgeglichene Schüttung aufweist (WILDBERGER et al. 1982, WILDBERGER 1997).

Die Kalkgebiete südlich des Brienersees sind ebenfalls verkarstet. Aufgrund des komplizierten Falten- und Schuppenbaus ist jedoch noch vieles unbekannt. Der abflusslose Sägistalsee wurde 1974 gefärbt und die Farbe im Chienbach (Zufluss der Schwarzen Lütshine), aber auch im Giessbach gefunden (WILDBERGER et al. 1982). Weitere Färbversuche und Untersuchungen in der Region zeigten ein grosses Quellsystem bei Botchen im Giessbach, das mindestens einen Teil dieses Gebiets entwässert.

Die ungefassten Quellen beim ehemaligen Schulhaus Balm (Gemeinde Meiringen), knapp ausserhalb des Kartengebiets von Blatt Brienz (Blatt Innertkirchen), weisen eine Schüttung von über 100l/s auf. Das Einzugsgebiet der Balmquellen liegt, wie aufgrund eines Färbversuchs im Hinterburgseeli nachgewiesen werden konnte, im Gebiet der Axalp (WILDBERGER et al. 1982). Möglicherweise entwässern diese Quellen und einige temporär aktiven Überläufe am Ostende des Brienersees sowie oberhalb des Militärflugplatzes Meiringen die Karstgebiete östlich des Giessbachtals. Diese Region ist hydrogeologisch allerdings wenig erforscht.

Karst und Höhlen

Überall wo kalkhaltige Gesteine (i.d.R. mit einem Kalkgehalt von mehr als 40%) an der Oberfläche vorkommen oder nur von geringmächtigem Lockergestein bedeckt sind, löst sich der Kalk durch das im Wasser gelöste CO₂ auf. Dieser als

Verkarstung bezeichnete Prozess spielt im gesamten Voralpengebiet, wo Kalke aus der Jura- und Kreidezeit, untergeordnet auch aus dem Eozän, weit verbreitet sind, eine bedeutende Rolle. Aufgrund des erhöhten Kalkgehalts verschiedener lithologischer Einheiten in den Kartengebieten ist Verkarstung ein viel beobachtetes Phänomen und betrifft – wenn auch in geringerem Masse – neben den typischen verkarstungsfähigen Gesteinen der Schrattekalk- und Quinten-Formation auch die Gesteine des Mittleren Juras, des Sichel-Kalks und der Tierwis-, Seewen-, Wang- und Niederhorn-Formation. In der Region Sibe Hängste – Hohgant kommen deshalb teilweise bis zu vier übereinanderliegende verkarstete Formationen vor, deren Höhlen aber nicht unbedingt miteinander in Verbindung stehen.

Die zwei wichtigsten Höhlengebiete in den Kartengebieten sind nachfolgend beschrieben.

Sibe Hängste – Hohgant

In dieser Region befindet sich mit dem Réseau Siebenhengste–Hohgant eines der grössten Höhlensysteme der Welt (HÄUSELMANN 2021). Da der Zugang aber schwierig ist (Schächte, enge Gänge), sind diese Höhlen im Gegensatz zum Zentralschweizer Hölloch in der Öffentlichkeit kaum bekannt. Die Gesamtlänge der Höhlen beläuft sich auf ungefähr 340 km. Neuentdeckte Gänge kommen jedes Jahr hinzu und geben Einblick in eine vielfältige Höhlenlandschaft (Fig. 45). Die Höhendifferenz reicht von der Gipfelregion der Sibe Hängste bis 100 m unter den Thunerseespiegel. Die Wässer des südlichen Teils der Schratteflue unterqueren das Emmental und fliessen ebenfalls den Quellen von Bättrich und Gelbenbrunnen am Thunersee zu.

Eine Übersicht über die Höhlen im Gebiet Sibe Hängste–Hohgant liefert Figur 46. Das Réseau Siebenhengste–Hohgant macht davon den Grossteil der Höhlen mit 170 km Länge aus und reicht bis in eine Tiefe von 1340 m (Stand 2020). Die Tiefe errechnet sich vom höchsten Punkt des Höhlensystems (unter dem Hauptgipfel der Sibe Hängste) bis zu dessen tiefstem Punkt (40 m unter dem Karstwasserspiegel im Faustloch).

Übersicht

Die St.-Beatus-Höhlen sind an der Basis der Schrattekalk-Formation entstanden. Sie wurden in den 1990er-Jahren komplett neu vermessen. Die etwas über 12 km langen Gänge sind praktisch fertig erforscht. Eine detaillierte Studie zeigte, dass auch in den St.-Beatus-Höhlen Beweise für eine phasenweise Absenkung des Karstwasserspiegels (i.d.R. ohne Wiederanstieg) zu sehen sind.

Der Bärenschacht bildet den Abfluss des gesamten Gebiets Sibe Hängste – Hohgant – Schratteflue (FUNCKEN 1994) und ist zurzeit mit 83 km die zweitlängste Höhle des Gebiets. Da die Oberfläche von Sandstein und Mergel bedeckt ist,



Fig. 45: Höhlenwelt Sibe Hängste - Hohgant. (a) Eisenhaltiges Sediment im tiefen Teil der Höhle F1. Foto R. Siegenthaler, 2004. (b) Sinterfahne, die nachträglich wieder eingesintert wurde. Haglättschhöhle. Foto A. Manetsch, 2014. (c) Spaghettiförmige Stalaktiten im Faustloch. Foto R. Flück, 2013. (d) Kegelförmig erodiertes siltiges Sediment. Foto M.-J. Gilbert, 2014. (e) feinsandiges Schwemmsediment in der Haglättschhöhle. Foto A. Manetsch, 2014.

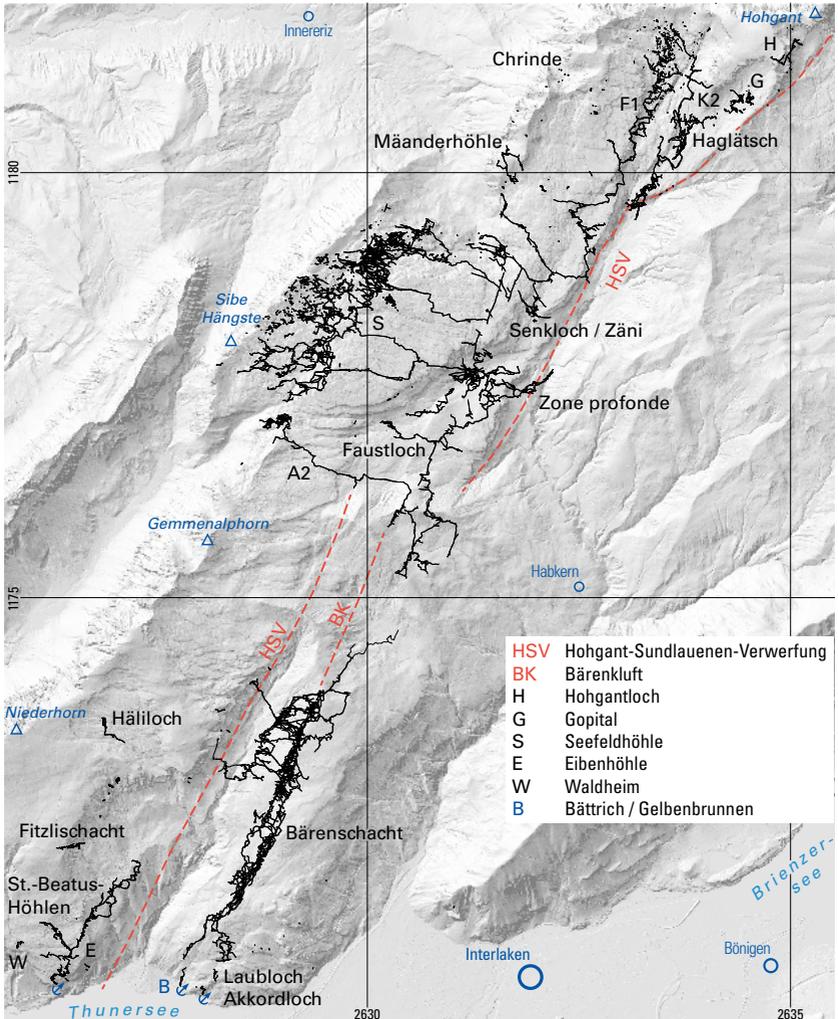


Fig. 46: Übersicht über die Höhlen zwischen Thunersee und Hohgant. Die eingezeichnete Hohgant-Sundlaunen-Verwerfung (HSV) und die Bärenkluft entsprechen hier im Süden deren ungefährem Verlauf auf Niveau Thunersee (± 300 m), im Norden entspricht die HSV dem Verlauf an der Oberfläche.

sind kaum Zubringer bekannt. Der Bärenschacht bietet deshalb «ungestörten» Einblick in die Funktionsweise eines quellnahen grossen Höhlensystems.

Trotz langjähriger Forschungen sind die Arbeiten im hochkomplizierten Réseau Siebenhengste–Hohgant noch nicht abgeschlossen. Das System eignet sich sehr gut, den Einfluss der Schicht- und Bruchflächen auf die Höhlenentstehung zu studieren. Es zeigte sich, dass der Hauptteil der Gänge auf Schichtflächen entstand und nur ein Bruchteil der vorhandenen Schichtflächen verkarstet ist (FILIPPONI 2009, FILIPPONI et al. 2012).

Das Labyrinth ist in mindestens fünf Phasen entstanden; da das überliegende Karrenfeld das Regenwasser sehr schnell in den Untergrund leitet, werden die alten Gänge immer wieder durch jüngere Schächte und Mäander durchschlagen, was einer der Gründe für die Komplexität des Systems ist. Die phreatisch entstandenen Gänge zeigen im Gegensatz zu den jüngeren Gängen eine Fliessrichtung gegen Nordosten, gegen das Eriztal zu.

Erforschung

Bereits vor mehr als 50 Jahren begannen die ersten wissenschaftlichen Arbeiten in der Region der Sibe Hängste. Die Vermessungen wurden oft von wissenschaftlich interessierten Höhlenforschern durchgeführt, so dass schon früh die ersten Theorien zur Bildung auftauchten. Heute gehört das Höhlensystem der Region Sibe Hängste zu einem der am besten erforschten Höhlensysteme der Welt. Neben Erkenntnissen zur regionalen Geologie und Landschaftsentwicklung, welche unten dargelegt werden, eignete sich das System auch dazu, die Höhlenentstehung im alpinen Raum besser zu verstehen.

Entstehung

Beobachtungen der Morphologie erlaubten bereits früh (HOF et al. 1984), eine Entstehung der Höhlen in drei Phasen zu postulieren. Weitergehende Beobachtungen liessen die Anzahl der höhlenbildenden Phasen auf 14 anwachsen (HÄUSELMANN et al. 2002), welche durch alte Karstwasserspiegel bedingt sind. Diese waren von der Höhenlage der Quelle abhängig und diese wiederum von derjenigen des Talbodens. Die Höhlen erlauben also direkt Rückschlüsse auf das Geschehen an der Oberfläche. Die ältesten und obersten fünf Phasen, auf der heutigen Höhenlage von über 1850, 1800, 1720, 1585 und 1505 m ü. M., zeigen eine Fliessrichtung gegen das Eriz hin. Aus diesem Grund ist es wahrscheinlich, dass das Aaretal damals noch nicht existierte. Als dieses sich aber durch glaziale Einwirkung einzutiefen begann und der Kalk an die Erdoberfläche gelangte, änderte sich die Richtung der unterirdischen Entwässerung. Die nächsten acht Phasen (1140, 1050, 890, 805, 760, 700, 660, 558 m ü. M.) hatten ihre Quellen alle im Aaretal.

Datierungen und Vergletscherungen

In den St.-Beatus-Höhlen wurden Sedimentprofile mit der morphogenetischen Entwicklung der Höhle korreliert. Auf diese Weise konnten mehrere a priori unabhängige Sedimentprofile miteinander verknüpft und eine relative Chronologie erstellt werden. Die Datierung dieser relativen Chronologie erlaubte einerseits, die Zuverlässigkeit der Alter sowie der Chronologie selber zu überprüfen und andererseits absolute Alter zu erhalten. Die Resultate zeigen sechs Gletschervorstösse und vier Taleintiefungen innerhalb der letzten 400 ka (HÄUSELMANN et al. 2008). Solche Informationen aus einer einzigen Lokalität sind ausser in Höhlen kaum vorhanden.

Datierungen mit kosmogenen Nukliden an Sanden aus den älteren Phasen erlaubten, das Alter der Taleintiefungen und der geomorphologischen Entwicklung der Oberfläche zu skizzieren (HÄUSELMANN et al. 2007). Das älteste Sediment der Sibe Hängste, gefunden in Phase 1800, ist 4,4 Ma alt. Die Taleintiefung im Eriz geschah vergleichsweise langsam (mit etwa 0,12 mm/a). Das Aaretal bildete sich vor vermutlich 1,5 Ma in Ansätzen aus, vor ungefähr 800 ka erfolgte der Wechsel der Entwässerung, und seither verlief die Taleintiefung vergleichsweise schnell (1,2 mm/a).

Die Dissertation von GNÄGI (2008) konnte durch detaillierte Feldarbeit und Vergleiche von kristallinen Geröllen von den Sibe Hängste feststellen, dass einige Gerölle aus dem Ober- bis Mittelwallis stammen. Damit konnte gezeigt werden, dass grosse Eisströme von Süd nach Nord über die heutige Wasserscheide zwischen Rhone- und Aaretal und über das (in der heutigen Form noch nicht existierende) Rhonetal hinwegführten. Die Datierung dieses Sediments aus einer Höhle der Sibe Hängste ergibt ein Einschwemmalter von $1,87 \pm 0,21$ Ma (HÄUSELMANN et al. 2007). Demgemäss müssten die damaligen Gletscher wohl zu Beginn des Pleistozäns auf die Sibe Hängste gelangt sein.

Landschaftsentwicklung

Die oben dargelegten Forschungen erlauben es, eine zeitlich eingegrenzte Abfolge der Landschaftsentwicklung darzulegen. Im Pliozän und frühestem Pleistozän herrschen demzufolge S-N- oder SE-NW-gerichtete Täler vor, entlang derer die ersten Gletscher vorstossen. Der Aaregletscher und das gesamte Aaretal verläuft über den Brünig gegen den Vierwaldstättersee (BECK 1954). Um die mittelpleistozäne Wende vor etwa 780 ka (u.a. SCHLÜCHTER 1987, HEAD & GIBBARD 2005) werden die weichen Gesteine, in deren Region das untere Haslital sowie der Brienersee liegen, erodiert, und die Aare sowie der Aaregletscher beginnen die Eintiefung der heutigen Täler, welche zehnfach schneller verläuft als diejenige der alten Talfurche. Wiewohl diese Abfolge von BECK (1954; damals als relative Abfolge aufgrund von Verflachungen in der Topographie) dargelegt wurde, konnten erst die Daten aus Höhlen die Chronologie verifizieren und mit absoluten Altern unterlegen.

Informationen zur Tektonik

Die Existenz zahlreicher Brüche sowie ihrer Versätze konnte vor allem dank der Höhlenforschung belegt werden. Die Hohgant-Sundlauenener-Verwerfung wurde bereits an der Oberfläche als synsedimentärer Bruch erkannt, der im Eozän aktiv war, doch erst Beobachtungen der Mächtigkeit der Schrattenkalk-Formation im Bärenschacht erlaubte es, ihre synsedimentäre Aktivität bereits in die Frühe Kreide zu legen (HÄUSELMANN 2002). Darüber hinaus konnten die Alter und Versätze der Brüche in der vorderen Waldegg, die COLOMBI (1960) vergeblich zu deuten versuchte, definiert werden. Obwohl die Höhlen des Gebiets mehr oder weniger parallel zu der Hohgant-Sundlauenener-Verwerfung und ihrer Parallelbrüche liegen, ist ihre Genese nicht an die Verwerfung gebunden. Diese fungiert sogar eher als Wasserstauer denn als hydraulisch leitender Bruch.

Sägistal

Das Sägistal befindet sich südlich der Roteflue und des Furggenhoren (Blatt Brienz) und ist mit über 400 Höhlen (MARWAN 2019) neben der Region Sibe Hängste – Hohgant das bedeutendste Höhlengebiet der vorliegenden Kartenblätter. Der grösste Teil des Sägistals ist knapp ausserhalb des Kartengebiets, im Gebiet von Blatt Grindelwald, gelegen. Das flach einfallende Karrenfeld der Schränni bildet die nördliche Talflanke, schroffe Felsabbrüche die Südflanke. Am tiefsten Punkt des Tals liegt der Sägistalsee (Koord. 2641 150/1170 000). Schieferiger Mergel der Palfris-Formation bildet dort eine wasserstauende Schicht, die auch für die Höhlengeneese von Bedeutung ist. Der See entwässert unterirdisch: Das Wasser verschwindet im Seeboden und gelangt in eine Höhle mit dem passenden Namen «Seeschwinde». Der Zustieg zu dieser Höhle befindet sich einige Meter neben dem See und ist trocken. Er wurde im Jahr 2000 von Müll befreit und wiedergeöffnet, um die Höhle zu vermessen. Die Höhle zieht schräg unter den See, und erst in einer Tiefe von etwa 11 m tritt an der Decke der Höhle das Wasser aus dem See ein. Nach etwa 67 m und in 45 m Tiefe endet der zugängliche Teil an einer massiven Verschotterung des Höhlengangs (MARWAN 2019).

Nördlich des Sägistalsees befindet sich das «St. Orestloch», mit zwei Eingängen, die sich im Innern vereinen. Das Höhlensystem hat eine Gesamtlänge von 1386 m und eine Tiefe von 251 m. Der tiefste Punkt liegt nördlich des Sägistalsees und reicht deutlich unter das Seeniveau (MARWAN 2019). Die bekannteste und grösste Höhle im Sägistal ist das etwa 650 m südlich des Gebiets von Blatt Brienz gelegene Oberländer-Chessiloch-Höhlensystem mit einer Gesamtlänge von 2346 m und einer Tiefe von 488 m (MARWAN 2019).

ROHSTOFFE

Mineralische Rohstoffe

Hartstein, Kies und Sand

Der grösste Teil der mineralischen Rohstoffe wird in den Kartengebieten aus Kiesgruben und Steinbrüchen gewonnen. In früheren Zeiten waren diese Abbau- stellen weit verstreut, umfassten aber eher kleinere Areale. Fast jede Gemeinde oder jeder Gemeindeteil hatte eine lokale Kiesgrube oder einen Steinbruch, die meistens nur einige 100 m² gross waren und deren Produkte für Haus- oder Weg- bau benutzt wurden. Diese alten, heutzutage nicht mehr oder nur noch sporadisch genutzten Kiesgruben und Steinbrüche wurden auf den Atlasblättern als stillgeleg- te Abbaustellen eingezeichnet. Besonders zu erwähnen ist der nördlich des Burg- seewli bei Ringgenberg gelegene, stillgelegte Steinbruch. Dort wurde der «Basis- schiefer des unteren Kieselkalkes» abgebaut. Dieser wurde bereits im 16. und 17. Jahrhundert als «Goldswiler Platten» bekannt und für Beläge von Lauben, Brü- cken und Plätzen eingesetzt (LABHART 1989, LABHART & ZEHNDER 2018). Da die «Goldswiler Platten» durch das Begehen aber glatt und bei Regen rutschig wur- den, verbot die Stadt Bern im Baureglement von 1839 ausdrücklich deren Verwen- dung als Bodenbelag, es sei denn, sie würden mit Rillen versehen.

Die aktiven Abbaugebiete beschränken sich auf ein paar wenige Stellen. Kalk der Quinten-Formation wird im westlichen Bereich des Ballenbergs (Blatt Brienz) seit 1850 gebrochen. Im Gebiet von Blatt Beatenberg befinden sich zwei grosse Steinbrüche: Im Steinbruch Rosswald zwischen Niederried und Ringgenberg wird Sichel-Kalk abgebaut. Dieser wird hauptsächlich für Mauern oder Trottoirränder verwendet. Im Balmholz wird Helvetischer Kieselkalk abgebaut, vor allem für Bahnschotter, aber auch für Strassensplitt und -beläge sowie für Blöcke. Dank der günstigen geotechnischen Eigenschaften des abgebauten Helvetischen Kieselkalks und der idealen Lage am See (40% der Schotter wird per Frachtschiff transportiert) ist der Steinbruch Balmholz einer der wenigen der Schweiz mit stetig steigender Nachfrage (BÄRTSCHI 2012). Die Anfänge des Steinbruchs Balmholz gehen auf die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts zurück und stehen mit den projektierten Bahn- tunnel (Gotthard, 1880; Lötschberg, 1913; Simplon, 1921) in Zusammenhang. Da- mals erkannten die Gebrüder Johann und Jakob Frutiger den Bedarf nach hoch- wertigen Geleiseschottern, die für das stark erweiterte Schienennetz benötigt wurden. Sie erhielten dafür von der Burgergemeinde Oberhofen die entsprechen- den Konzessionen. Danach wurden diese stets wieder erneuert, wobei die Abbau- lizenzen ab 1925 an die AG Balmholz (Tochtergesellschaft der Frutiger-Gruppe) übertragen wurden. Im Hinblick auf den erhöhten Schotterbedarf für die Neue Eisenbahn-Alpentransversale (NEAT, Lötschberg- u. Gotthard-Basistunnel) wur-

den 1998 die Lizenzen erneuert, um mit dem Abbau im neuen, östlicher gelegenen Perimeter des Steinbruchs zu beginnen. Dieser beinhaltet eine Abbaureserve von 5,5 Mio. m³. Davon verbleibt eine Ausbeute von etwa 2,0 Mio. m³ bis ca. 2035 (Stand Januar 2022).

Aktive Lockergesteinsgruben finden sich in Lokalmoränen (Alpiglen), in alluvialen Ablagerungen (oberes Aaretal bei Junzlen) oder am Fuss von gemischten Schuttkegeln (Bächlischwendi, Rumpel und Schattsite). Kies wird zudem kontinuierlich im Mündungsgebiet der Lutschine und der Aare gewonnen. Das Material wird mit Grundlöffeln aus dem Brienersee entnommen und der Aufbereitung zugeführt.

«Merliger Marmor» («Ralligmarmor»)

Keine eigentliche Abbaustätte, aber dennoch erwähnenswert, ist die ehemalige Gewinnung von «Lithothamnienkalk»-Blöcken aus dem Ralligen-Bergsturzgebiet. Noch heute finden sich solche Blöcke im Ralligholz, nördlich von Merligen-Ausserdorf. Die «Lithothamnienkalk»-Blöcke wurden zwischen 1700 und 1860 intensiv abgebaut und in Familienbetrieben in Merligen, aber auch anderswo in der Region, zu Sockelsteinen, Fenster- und Türpfosten, Säulen, Treppenstufen sowie Brunnenbecken und -säulen verarbeitet (LABHART & THIERSTEIN 1987). Eine Varietät mit Quarz wurde für die Herstellung von Pflaster- und Randsteinen verwendet (DE QUERVAIN 1969). Vieles davon ist noch heute in Bauten im Berner Oberland erhalten, vor allem in Thun. Die jüngste Anwendung erfolgte anlässlich des Baus des Bundehauses, und zwar im Bundeshaus West als Fassadensockel und im Parlamentsgebäude für die Handläufe und Postamente der Haupttreppe sowie für die Sitzbänke beiderseits der Rütli-Gruppe (LABHART & THIERSTEIN 1987). Letztere sind ein Beispiel für die Wiederverwendung von Baurohstoffen, stammen sie doch aus dem Abbruchmaterial des Inselspitals und des ehemaligen Zuchthauses am Bollwerk («Schallenhäuser») sowie eines Brunnens.

Der «Lithothamnienkalk» hat in der Literatur und im Handelsgebrauch verschiedene Bezeichnungen erhalten: Der Begriff «Merliger Marmor» dürfte auf die Lieferanten aus Merligen zurückgehen. Der in Bern wirkende Kunsthandwerker und Möbeltischler Mathäus Funk verwendete in seinen Inventaren im 18. Jahrhundert die französische Variante «Marbre de Merligen» (RUTSCH & STALDER 1970). M. Funk hat den «Marbre de Merligen» in seiner Marmorsägerei zu edlen Tisch- und Kommodenplatten sowie zu Cheminée-Verkleidungen und Grabplatten verarbeitet. Erst in jüngerer Literatur taucht auch die Bezeichnung «Ralligmarmor» oder «Marmor von Ralligen» auf, was geographisch auf die Ralligstöck oder auch auf das im 14. Jahrhundert erbaute Schloss Ralligen bei Merligen zurückgeführt werden kann. Die Pflaster- und Randsteine aus Quarz führendem «Lithothamnienkalk» wurden unter der Bezeichnung «Merligerstein» gehandelt.

Petrographisch betrachtet, handelt es sich beim «Merliger Marmor» beziehungsweise «Ralligmarmor» nicht um einen Marmor, sondern um einen sehr kompakten, hellgrau anwitternden, manchmal knolligen oder geaderten, fossilreichen Kalk (s. S. 91 f.). Im frischen Bruch hat der Kalk eine beige Farbe, poliert ist er je nach Poliertechnik graubraun bis schokoladebraun. In der Marmorindustrie ist es üblich, gut polierbare Gesteine als Marmore zu bezeichnen.

Bausteingewinnung aus exotischen Blöcken und Findlingen (Habkern-Granit und Zentraler Aare-Granit)

Im gesamten Gebiet wurden Findlinge aus kristallinen Gesteinen der Grimselregion (vorwiegend Zentraler Aare-Granit) sowie exotische Blöcke aus dem Habkern-Melange, insbesondere Habkern-Granit, für Bauzwecke oder Steinmetzarbeiten gewonnen (LABHART 1989). Für den Bau der Nydeggbücke in Bern zog der Baumeister Karl Emanuel Müller den Habkern-Granit für Brüstungs- und Gesimsstücke und für die randlichen Gewölbesteine der drei Brückenbogen in Betracht. Er schrieb: «Dieser rothe Granit spaltet in der Regel ziemlich gut und ist, da der Feldspath vorherrscht, leicht zu bearbeiten.» (MÜLLER 1848). Weiter schrieb er: «Auf dem linken Ufer des Lohnbaches, dem Dorfe Habkern gegenüber, ist ein Stück von ausserordentlicher Grösse, das ausserhalb dem Boden weit über 100 000 Kubikfuss misst.» Gemeint war damit der Luegiboden-Block. Die Brückenbau-Direktion bevorzugte jedoch einen weissen Granit. An der Nydeggbücke wurde schliesslich Zentraler Aare-Granit, vorwiegend vom Kirchet zwischen Meiringen und Innertkirchen (Blatt Innertkirchen), aber auch aus der Region des Thuner- und Brienersees verbaut (SCHMALZ 1986). MÜLLER (1848) schrieb: «Die schönsten und grössten Stücke erhielt man in der Gegend von Golzwyl [Goldswil].» Der Luegiboden-Block blieb also vom Brückenbau verschont, erweckte aber kurze Zeit später erneut das Interesse und erlangte aufgrund verschiedener Publikationen und Berichterstattungen, die in SCHMALZ (1986) im Kapitel «Luegiboden-Granit reist in die USA» zusammengefasst sind, Berühmtheit. Eine 1852 als Geschenk von der Schweiz an die USA gefertigte Platte aus Habkern-Granit für das George-Washington-Denkmal in Washington sollte demnach vom Luegiboden-Block stammen. Wie sich später herausstellte, handelte es sich beim bearbeiteten Habkern-Granit jedoch um einen Block aus dem Bachbett des Lombachs und nicht um einen Teil des Luegiboden-Blocks (SCHMALZ 1988). 1940 wurde der Luegiboden-Block – und später etliche weitere Blöcke – unter Naturschutz gestellt (s. S. 99).

Fluorit und Baryt

Südlich der Oltschiburg, im Gebiet von Blatt Brienz, findet sich ein hydrothermales Gangsystem, in dem bereits im 18. Jahrhundert Fluorit entdeckt und ab 1830 bis heute immer wieder teils optisch reiner Fluorit abgebaut wurde. Meist ist



Fig. 47: Fluoritstufe (Breite 10 cm), bestehend aus grünen Würfeln mit Rhombendodekaederflächen, welche die Kristallkanten brechen. Fund um 1720 bei Ruun, Axalp. Naturhistorisches Museum Bern, Nr. NMBE 2176. Foto T. Schüpbach, 2020.

der Fluorit jedoch trüb mit grauer oder grünlicher Farbe (Fig. 47). Die Lagerstätte war in historischer Zeit sehr bedeutend. So gibt VON FELLEBERG (1890) an, dass die Gesamtausbeute 200 [alte] Zentner betragen habe, was 10 Tonnen Fluorit entsprechen würde. Die Fluorite wurden unter anderem zu optischen Zwecken exportiert (u.a. VON FELLEBERG 1890, SCHMALZ 1985). Im Katzenpfad bei Engi (Koord. 2645 800/1176 425) und im Ruun, nordwestlich der Axalp (Koord. 2645 040/1174 940), wurde im 18. Jahrhundert ebenfalls nach Fluorit gesucht (u.a. WENGER 2013). Im Verlauf der letzten Jahre konnten an einer alten Fundstelle nahe Ruun erneut schöne Fluorite geborgen werden (SOOM & KÜRSTEINER 2022).

Im Wildflysch unterhalb Habkern finden sich relativ häufig Barytkugeln, welche von Mineraliensammlern begehrt sind, aber keine wirtschaftliche Bedeutung haben (RYKART & HAVERKAMP 1983, LERGIER & BURRI 2003).

Organische Rohstoffe

Kohle

Die erste Erwähnung der Kohlevorkommen am Beatenberg findet sich in der Monographie von MEYER VON KNONAU (1823). Er bringt ohne nähere Angaben zwei «Steinkohleflöze über dem Beatenberg» in Zusammenhang mit den Vorkommen bei «Sigriswil zwischen der Rallig- und Wandfluh» und bei «Bachthalen bei Erlenbach [i.S.]». Effektiv findet sich im Gebiet von Beatenberg–Gemmenalphorn die sogenannte Beatenberger Kohle, die bereits früh erkannt und in der Folge auch abgebaut worden ist (WEHRLI 1919).

Zur Genese und Verbreitung der Beatenberger Kohle konnte BREITSCHMID (1976, 1978, 1981) ein Sedimentationsmodell des Paläogens im Gebiet definieren, das auf zyklische transgressive und regressive Sedimentationsprozesse in Küstensäumpfen zurückzuführen ist. Danach findet sich die Kohle auf zwei Niveaus des Hohgant-Sandsteins der Niederhorn-Formation, und zwar jeweils über den Wagenmoos-Bänken 1 und 2 (s. Fig. 27). Seine Untersuchungen, aber auch diejenigen von WENGER & KÜNDIG (2007), haben ergeben, dass die Kohleflöze über diesen Bänken einzelne, kaum weiträumige Linsen ausbilden und nicht grossräumig zusammenhängende Schichtlagen darstellen. Ausserdem ist die Mächtigkeit der Flöze mit einigen Dezimetern bis maximal 50 cm nur sehr gering.

Zum Abbau der Kohle wurden Konzessionen erteilt und die Kohle von 1771–1790 am Gemmenalphorn sowie von 1802–1835 und von 1842–1856 am Niederhorn abgebaut. Von insgesamt acht bekannten Versuchsstollen im Gebiet wurde die Kohle in grösserer Ausbeute nur in deren vier bergmännisch gefördert, nämlich in zwei Stollen südöstlich des Gemmenalphorns bei Oberberg (Oberberg-Stollen und Brunnenstollen) und in zwei weiteren am Niederhorn in den gegen das Justistal steil abfallenden Felshängen (Jägerstollen und Egghorn-Stollen). Diese Gänge weisen bei Oberberg bescheidene Längen von 40 m respektive 16 m und am Niederhorn solche von 120 m respektive 80 m auf. Ein weiterer Stollen auf dem Vorsass (Vorsass-Stollen) diente lediglich der Erkundung. Man hoffte, auf die Flöze beziehungsweise den vorgetriebenen Stollen am Niederhorn zu stossen und zugleich einen besseren Zugang für den Abbau einrichten zu können. Der 1842 in Angriff genommene Vortrieb des 240 m langen Explorationsstollens wurde 1850 ergebnislos eingestellt. Für die genannten Zeiträume wird die gesamte Ausbeute (Gemmenalphorn und Niederhorn) mit geschätzten 4650 Tonnen angegeben (HUNZIKER 2007). Während die Kohle vom Gemmenalphorn grösstenteils einer Schmiede bei Interlaken geliefert wurde, wurde diejenige vom Niederhorn vor allem nach Bern verfrachtet, wo sie wegen des hohen Gasgehalts für die Beleuchtung der Gassen Verwendung fand. Der Transport der Kohle vom Niederhorn erfolgte mühsam von den Mundlöchern zuerst zu einem Lagerplatz und von dort aus von «Kohlefergnern» (Schlittnern) mittels Hornschlitten durch teilweise steile Runsen (Kohle-

schleifen) via Vorsass, Schmocken und Birchi zur Beatenbucht. Der Weitertransport nach Thun und Bern erfolgte auf Lastkähnen auf dem Wasserweg oder auch mittels Fuhrwerken.

Der Kohleabbau war aufgrund der geringen Flözmächtigkeit, der ungünstigen Verkehrslage für den Abtransport sowie der moderaten Qualität wenig rentabel. Wegen des hohen Schwefelgehalts und dem niedrigen Heizwert war der als Gasflammkohle klassierte Brennstoff für Heizungszwecke von Räumlichkeiten nicht geeignet. WEHRLI (1919) untersuchte die Wirtschaftlichkeit des Kohleabbaus in der Region und wies auf die Probleme der Erschliessung und der Gewinnungskosten hin. Da während des Zweiten Weltkriegs die Nachfrage nach Kohle wieder stieg, veranlasste das Eidgenössische Kriegs-, Industrie- und Arbeitsamt intensive Untersuchungen und Abklärungen, die eine Kohlereserve von etwa 25 000 Tonnen ergaben. Für den Abtransport standen zwei Seilbahnen, eine ins Justistal und eine andere nach Schmocken zur Diskussion. Aufgrund des sich abzeichnenden Kriegsendes wurden die Pläne jedoch ohne weiteren Kohleabbau fallen gelassen.

Ein weitaus kleineres Kohlevorkommen von Molassekohle ist aus dem Gebiet südlich des Weilers Steg, am Nordufer der Zulg (Koord. ca. 2621700/1181440), bekannt. RUTSCH (1942) begutachtete die Stelle und fand stark verkohlte Schwemmh Holzreste innerhalb der Nagelfluh, aber keinen gut ausgebildeten Kohlehorizont.

TECHNISCHE GEOLOGIE

Tunnelbauten

Im Gebiet der Blätter Brienz und Beatenberg befinden sich zahlreiche Strassentunnel. Die Tunnel, die sich am Nordufer des Thunersees zwischen Nastel und Sundlauenen befinden, sind nur kurz und stellen in den Felsen gesprengte Umgehungen des Steilabbruchs gegen den See hin dar. Als Besonderheit ist zu erwähnen, dass diese Tunnel in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts nicht nur vom Strassenverkehr, sondern auch von der damals bestehenden Tramverbindung Thun-Interlaken benutzt wurden. Im Gebiet von Blatt Brienz befinden sich zudem zwei Stollen der Transitgasleitung (Rothorn- und Ballenberg-Stollen).

Die Nationalstrasse A8 (Spiez-Lopper), welche Interlaken mit Luzern verbindet, wurde am Südufer des Brienzensees geplant, um das zuvor nur schwer erreichbare Dorf Isetwald zu erschliessen, und um die Dörfer am nördlichen Ufer vom Verkehr zu entlasten. Da der gewählte Verlauf jedoch von der dichter besiedelten Nordseite des Brienzensees gut einsehbar war, wurde in diversen Konsultationen eine der heutigen Umweltverträglichkeitsprüfung ähnliche Abwägung vorgenommen. Als Folge davon wurden die meisten Tunnel verlängert, dies trotz teilweise ungünstigen geologischen Prognosen (Sackungsmassen und Verschuppungszonen). Hanginstabilitäten beeinträchtigten denn auch den Strassenbau, und oftmals wichen die geologischen Prognosen deutlich von den tatsächlich angetroffenen Verhältnissen ab (TIEFBAUAMT DES KANTONS BERN 1988). Tiefe Foundationen, Abgrabungen, Aufschüttungen und aufwändige Hangsicherungen waren nötig und verzögerten die Fertigstellung der Strasse um mehr als ein Jahr.

Bei Bönigen konnte die Strasse aufgrund der Nähe zum ehemaligen Flugplatz Interlaken nicht mit einer Brücke über die Lütchine geführt werden. Eine Unterquerung der Lütchine und von Teilen des Flugplatzes wurden für die sichere Strassenführung nötig. Dies stellte wasserbautechnisch hohe Anforderungen, konnte aber ohne grössere Probleme abgeschlossen werden.

Eine weitere Herausforderung stellte die Umfahrung von Brienzwiler aufgrund der engen Platzverhältnisse und der zu überwindenden Höhendifferenz dar. In einem Kehrtunnel, dem ersten im Schweizer Strassennetz, führt die A8 heute durch den 1995 eröffneten Soliwaldtunnel an Brienzwiler vorbei.

Nicht über das Stadium der Planung hinaus kam das Schnellstrassenprojekt mit einer Tunnellösung unter dem Brünigpass hindurch. Nach starkem Widerstand, vor allem von der Obwaldner Bevölkerung, wurde das Projekt 1987 fallen gelassen.

Tiefbohrung Thun-1

Die Bohrung Thun-1 wurde im Teuffenthal bei Koord. 2620358/1178554 abgeteuft. Mit einer Endtiefe von 5945 m ist es die bisher tiefste in der Schweiz ausgeführte Bohrung. Anlass für die Tiefbohrung gab die Vermutung von Kohlenwasserstoffvorkommen an der Basis der Molasse. Die Bohrung konnte ohne grössere Schwierigkeiten und verhältnismässig schnell von Dezember 1988 bis August 1989 durchgeführt werden (MICHOLET 1992) und lieferte wertvolle geologische Informationen zum tiefen Untergrund (u.a. VOLLMAYR 1992, SCHLUNEGGER et al. 1993). Sie verläuft nach 33 m mächtigen quartären Ablagerungen bis in eine Tiefe von 5176 m in der Unteren Süsswassermolasse. Danach durchfährt sie das Siderolithikum und einen Grossteil der jurassischen Sequenz und endet schliesslich in den frühjurassischen Gesteinen. Die Resultate waren allerdings enttäuschend: Die Gesteine des Späten Juras zeitigten keine guten Reservoirqualitäten und im frühjurassischen Sandstein waren – abgesehen von einigen Anzeichen von Erdgas – keine Kohlenwasserstoffe vorhanden.

LITERATURVERZEICHNIS

- ADRIAN, H. (1915): Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kandertals im Berner Oberland. – *Eclogae geol. Helv.* 13/3, 238–351.
- ANTENEN, F. (1906): Die Vereisungen im Eriz und die Moränen von Schwarzenegg. – *Eclogae geol. Helv.* 9/1, 123–132.
- ARBENZ, P. (1907): Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen. – *Eclogae geol. Helv.* 9/4, 464–483.
- BÄRTSCHI, C. (2012): Kieselkalke der Schweiz: Charakterisierung eines Rohstoffs aus geologischer, petrographischer, wirtschaftlicher und umweltrelevanter Sicht. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 97.
- BAUMBERGER, E. (1920): Ueber das Alter der Vaulruz- und Ralligschichten. – *Eclogae geol. Helv.* 16/1, 137–138.
- BAYER, A. (1982): Untersuchungen im Habkern-Mélange («Wildflysch») zwischen Aare und Rhein. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 240.
- BAYER, A., BERNOULLI, D., BREITSCHMID, A., FUNK, H., GIGON, W.O., GYGI, R.A., HERB, R., MATTER, A., MOHLER, H.-P., REMANE, J. & WINKLER, W. (1983): Bericht über die Jubiläumsexkursion «Der Faziesbegriff und die Sedimentationsprozesse» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 12. bis 17. September 1982. – *Eclogae geol. Helv.* 76/1, 125–180.
- BAYER, A., ZAHNO, C. & GRÜNIG, A. (in Vorb.): Blatt 1189 Sörenberg. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Erläut. 181.
- BECK, P. (1911a): Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 29.
- (1911b): Beiträge zur Geologie der Thunerseegebirge mit besonderer Berücksichtigung des Sigriswilgrates, des Beatenberges und des Harders. – *Diss. Univ. Bern.*
 - (1911c): Ueber den Bau der Berner Kalkalpen und die Entstehung der subalpinen Nagelfluh. – *Eclogae geol. Helv.* 11/4, 497–518.
 - (1923): Das stampische Alter der Thuner Nagelfluh und deren Bedeutung für den Bau des Alpenrandes. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1922, XX–XXIV.
 - (1928): Geologische Untersuchungen zwischen Spiez, Leissigen und Kien. – *Eclogae geol. Helv.* 21/2, 295–316.
 - (1946): Über den Mechanismus der subalpinen Molassetektonik. – *Eclogae geol. Helv.* 38/2, 353–368.
 - (1954): Aus der Entstehungsgeschichte der Talfolge Thun–Interlaken–Luzern. – *Jb. Thuner- u. Brienzensee* 1954, 39–51.
- BERGER, J.-P., KÄLIN, D. & KEMPF, O. (2010): Swiss Molasse lithostratigraphy. – 8th Swiss Geosci. Meet., Abstr. Vol., 127.
- BERGER, A., WEHRENS, P., LANARI, P., ZWINGMANN, H. & HERWEGH, M. (2017): Microstructures, mineral chemistry and geochronology of white micas along a retrograde evolution: An example from the Aar massif (Central Alps, Switzerland). – *Tectonophysics* 721, 179–195.
- BODMER, R. (1976): Pollenanalytische Untersuchungen im Brienzensee und im Bödéli bei Interlaken. – *Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.]* 33, 3–20.
- BODMER, R., MATTER, A., SCHELLER, E. & STURM, M. (1973): Geologische, seismische und pollenanalytische Untersuchungen im Bödéli bei Interlaken. – *Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.]* 30, 51–62.
- BOLLI, H. (1944): Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. – *Eclogae geol. Helv.* 37/2, 217–328.

- BOLLINGER, D. (1988): Die Entwicklung des distalen osthelvetischen Schelfs im Barremian und Früh-Aptian. – Diss. Univ. Zürich.
- BREITSCHMID, A. (1976): Geologie im Gebiet des Gemmenalporns (nördlich von Interlaken). – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1978): Sedimentologische Untersuchungen in der eoocänen Hohgant-Serie im Helvetikum nördlich von Interlaken. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 143–157.
- (1981): Geologie und Geschichte der Beatenberger Kohle. – *Jb. Thuner- u. Brienzensee* 1981, 38–53.
- BÜCHI, U.P., LEMKE, K., WIENER, G. & ZIMDARS, J. (1965): Geologische Ergebnisse der Erdöl-exploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 32/82, 7–38.
- BURGER, H. & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 74/2, 529–560.
- BURKHARD, M. (1988): L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). – *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 63–114.
- (1990): Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 559–583.
- BUXTORF, A. (1910): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Bürgenstocks. – *Geol. Spez.-Karte* 27, Bl. II, Erläut. 9 (Schweiz. geol. Komm.).
- CARDELLO, G.L. & MANCKTELOW, N.S. (2014): Cretaceous syn-sedimentary faulting in the Wildhorn Nappe (SW Switzerland). – *Swiss J. Geosci.* 107/2–3, 223–250.
- COLOMBI, C. (1960): Stratigraphie und Mikrofauna des helvetischen Alttertiärs nördlich von Interlaken. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- DIEFFENBACH, H.L. (1988): Geology of the Wilerhorn region: with special consideration of the Wang-Formation, in particular the Wang-Breccia. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- DIEM, B. (1986): Die Untere Meeresmolasse zwischen der Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern). – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 493–559.
- DOLLFUS, S. (1965): Über den helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 453–554.
- DÜRST STUCKI, M. (2012): Bedrock surface model of Switzerland: evidence for glacial impact on landscape and indication for glacial erosion processes. – Diss. Univ. Bern.
- ECKERT, H.R. (1963): Die obereozänen Globigerinen-Schiefer (Stad- und Schimbergschiefer) zwischen Pilatus und Schratzenfluh. – *Eclogae geol. Helv.* 56/2, 1001–1072.
- ENGESSER, B. (1990): Die Eomyidae (Rodentia, Mammalia) der Molasse der Schweiz und Savoyens. Systematik und Biostratigraphie. – *Schweiz. paläont. Abh.* 112.
- ENGESSER, B. & MÖDDEN, C. (1997): A new version of the biozonation of the Lower Freshwater Molasse (Oligocene and Agenian) of Switzerland and Savoy on the basis of fossil mammals. In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Ed.): *Actes du congrès Biochrom'97* (p. 475–499). – *Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier* 21.
- ENGVIK, L., DE BLASIO, F.V. & ELVERHØI, A. (2006): Small scale simulations of outrunner blocks. – *Norwegian J. Geol.* 86, 301–307.
- FABBRI, S. C., BUECHI, M.W., HORSTMAYER, H., HILBE, M., HÜBSCHER, C., SCHMELZBACH, C., WEISS, B. & ANSELMETTI, F.S. (2018): A subaquatic moraine complex in overdeepened Lake Thun (Switzerland) unravelling the deglaciation history of the Aare Glacier. – *Quatern. Sci. Rev.* 187, 62–79.
- FELLENBERG, E. VON (1890): Fluorit von der Oltschialp bei Brienz BE. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1890, 202–219.

- FERRAZZINI, B. (1974): Geologische Untersuchungen in der Wildhorn-Decke südlich des Briener Sees. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1981): Zur Geologie des Ultrahelvetikums zwischen Adelboden und Lenk, Berner Oberland. – Diss. Univ. Bern.
- FESTA, A., PINI, G.A., DILEK, Y. & CODEGONE, G. (2010): Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. – *Int. Geol. Rev.* 52/10–12, 1040–1105.
- FICHTER, H.J. (1934): Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 69.
- FILIPPONI, M. (2009): Spatial analysis of karst conduit networks and determination of parameters controlling the speleogenesis along preferential lithostratigraphic horizons. – Diss. EPF Lausanne.
- FILIPPONI, M., PARRIAUX, A., SCHMASSMANN, S. & JEANNIN, P.-Y. (2012): KarstALEA: Wegleitung zur Prognose von karstspezifischen Gefahren im Untertagbau. – Bundesamt für Strassen, Bern.
- FÖLLMI, K.B., BODIN, S., GODET, A., LINDER, P. & SCHOOTBRUGGE, B. VAN DE (2007): Unlocking paleo-environmental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy is the key! – *Swiss J. Geosci.* 100/3, 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.
- FRUND, F.E. (2021): The Provenance of the Habkern Granite and the Wildflysch (central Switzerland) based on an integrated geo-thermochronologic approach. – Masterarb. ETH Zürich (unpubl.).
- FUNCKEN, L. (1994): Bärenschaft – plus de 36 kilomètres post-siphon. Une exploration hors du commun. – *Stalactite*, 44/2, 55–81.
- 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., PFIFFNER, O.A., MENKVELD-GFELLER, U. & KEMPF, O. (2013): Blatt 1170 Alpnach. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Erläut. 137.
- FURRER, M. (1949): Der subalpine Flysch nördlich der Schratzenfluh (Entlebuch, Kt. Luzern). – *Eclogae geol. Helv.* 42/1, 111–154.
- GASSER, U. (1966): Sedimentologische Untersuchungen in der äusseren Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern). – *Eclogae geol. Helv.* 59/2, 723–772.
- (1967): Erste Resultate über die Verteilung von Schwermineralen in verschiedenen Flysch-komplexen der Schweiz. – *Geol. Rdsch.* 56/1, 300–308.
- (1968): Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern): Geologie und Sedimentologie. – *Eclogae geol. Helv.* 61/1, 229–319.
- GÄUMANN, B. (2007): Quartär- und Ingenieurgeologie vom Luegiboden und oberen Lombach bei Habkern. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- GIGON, W. (1952): Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes der Grossen Emme. – *Verh. natf. Ges. Basel* 63/1, 49–136.
- GISLER, C., LABHART, T., SPILLMANN, P., HERWEGH, M., DELLA VALLE, G., TRÜSSEL, M. & WIEDERKEHR, M. (2020): Blatt 1210 Innertkirchen. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Erläut. 167.

- GNÄGI, C. (2008): Hochgelegene Lockergesteine am bernischen Alpenrand. – Diss. Univ. Bern.
- GNÄGI, C. & SCHLÜCHTER, C. (2012): High-altitude erratics in the Bernese Alps (Switzerland). – *Swiss J. Geosci.* 105/3, 401–415.
- GOLDSCHMID, K. (1926): Geologie der Morgenberghorn-Schwalmerngruppe bei Interlaken. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1926, 194–272.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1924): Der geologische Bau der östlichen Faulhorngruppe im Berner Oberland. – Diss. Univ. Bern.
- (1925): Der geologische Bau der östlichen Faulhorngruppe im Berner Oberland. – *Eclogae geol. Helv.* 19/1, 1–87.
 - (1934): Blatt 1228 Lauterbrunnen (mit Beitrag über Quartär von P. BECK). – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Erläut. 6.
 - (1941): Persistente Brüche im Jura der Wildhorndecke des Berner Oberlandes. – *Eclogae geol. Helv.* 34/2, 164–172.
 - (1943): Beweise für passive Tektonik im Berner Oberland. – *Eclogae geol. Helv.* 36/2, 219–223.
- HALDIMANN, P. (1977): Sedimentologische Entwicklung der Schichten an der Zyklengrenze der Helvetischen Unterkreide: Pygurus-Schichten und Gemsmättli-Schicht (Valanginian/Hauterivian) zwischen Thunersee und St. Galler Rheintal. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 219.
- HÄNNI, R. (1999): Der geologische Bau des Helvetikums im Berner Oberland. – Diss. Univ. Bern.
- HÄNNI, R., MÖRI, A. & PFIFFNER, O.A. (1997): Die Helvetischen Decken zwischen Melchtal und Brünig. – *Mitt. natf. Ges. Luzern* 35, 197–207.
- HÄNNI, R. & PFIFFNER O.A. (2001): Evolution and internal structure of the Helvetic nappes in the Bernese Oberland. – *Eclogae geol. Helv.* 94/2, 161–171.
- HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter, Bd. 2: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete (Letzte Warmzeiten, Würm-Eiszeit, Eisabbau, Nacheiszeit der Alpen-Nordseite vom Rhein- zum Rhone-System). – Ott, Thun.
- HAUS, H. (1937): Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental, ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse und des Alpenrandes. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 75.
- HÄUSELMANN, P. (2002): Cave genesis and its relationship to surface processes: Investigations in the Siebenhengste region (BE, Switzerland). – Diss. Univ. Fribourg.
- (2021): The karst system Siebenhengste–Hohgant–Schrattefluh. – In: REYNARD, E. (Ed.): *Landscapes and landforms of Switzerland. World geomorphological landscapes* (p. 143–157). – Springer, Cham.
- HÄUSELMANN, P., BITTERLI, T. & HÖCHLI, B. (2004): Die St. Beatus-Höhlen: Entstehung, Geschichte, Erforschung. – *Höhlenforsch. im Gebiet Siebenhengste–Hohgant* 7, Allschwil.
- HÄUSELMANN, P., GRANGER, D.E., JEANNIN, P.-Y. & LAURITZEN, S.-E. (2007): Abrupt glacial valley incision at 0.8 Ma dated from cave deposits in Switzerland. – *Geology* 35/2, 143–146.
- HÄUSELMANN, P., LAURITZEN, S.-E., JEANNIN, P.-Y. & MONBARON, M. (2008): Glacier advances during the last 400 ka as evidenced in St. Beatus Cave (BE, Switzerland). – *Quatern. int.* 189/1, 173–189.
- HEAD, M.J. & GIBBARD, P.L. (2005): Early–Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary. In: HEAD, M.J. & GIBBARD, P.L. (Ed.): *Early–Middle Pleistocene transitions: the land–ocean evidence* (p. 1–18). – *Spec. Publ. geol. Soc. London* 247.
- HEIM, ALB. (1921): Geologie der Schweiz (Bd. II). Die Schweizer Alpen, erste Hälfte. – Tauchnitz, Leipzig.

- HEIM, ARN. (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.
- HERB, R. (1988): Eocaene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. – *Eclogae geol. Helv.* 81/2, 611–657.
- HERB, R., BREITSCHMID, A., MATTER, A., MOJON, A. & NABHOLZ, W. (1978): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft ins Helvetikum des Berner Oberlands vom 9. und 10. Oktober 1977. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 233–254.
- HERWEGH, M., BERGER, A., BAUMBERGER, R., WEHRENS, P. & KISSLING, E. (2017): Large-scale crustal-block-extrusion during late Alpine collision. – *Sci. Rep.* 7, doi:10.1038/s41598-017-00440-0.
- HERWEGH, M., BERGER, A., GLOTZBACH, C., WANGENHEIM, C., MOCK, S., WEHRENS, P., BAUMBERGER, R., EGLI, D. & KISSLING, E. (2020): Late stages of continent-continent collision: Timing, kinematic evolution, and exhumation of the northern rim (Aar Massif) of the Alps. – *Earth-Sci. Rev.* 200, doi:10.1016/j.earscirev.2019.102959.
- HOF, A., ROUILLER, P. & JEANNIN, P.-Y. (1984): Le Réseau. – *Höhlenforsch. im Gebiet Sieben Hengste – Hohgant 0, Allschwil.*
- HSÜ, K. J. (1974): Mélanges and their distinction from olistostromes. In: DOTT, R.H. Jr. & SHAWER, R.H. (Ed.): *Modern and ancient geosynclinal sedimentation.* – *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.* 19, 321–333.
- HUNZIKER, S. (2007): Kohlenbergwerke im Berner Oberland – Fast ein Zwergenmärchen. – *Minaria helv.* 27/a, 7–16.
- ISCHI, H. (1978): Das Berriasien – Valanginien in der Wildhorn-Drusberg-Decke zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee. – *Diss. Univ. Bern.*
- JANSSEN, H. (1988): Geologische Untersuchungen in den helvetischen Kreide- und Tertiärserien am Sigriswilergrat (Südwest-Abschnitt). – *Lizentiatsarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- JEANNIN, P.-Y. (1989): Etude géologique de la région Burst – Sieben Hengste. – *Diplomarb. Univ. Neuchâtel* (unpubl.).
- JORDI, H.A. (2012): Blatt 1188 Eggwil. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Erläut. 75.
- JOST-STAUFFER, M. (1993): Geologische Untersuchungen im Helvetikum des östlichen Brienzergrates (Kreide der Wildhorn-Drusberg-Decke). – *Lizentiatsarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- K+H [Kellerhals + Haefeli AG] (1985): Hydrogeologie Bödeli–Interlaken – Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung der Grundwasser des Kantons Bern. – *Wasser- u. Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Bern.*
- (1994): Hydrogeologie Haslital, zwischen Innertkirchen und Brienzer See – Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung der Grundwasser des Kantons Bern. – *Wasser- u. Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Bern.*
- KAPPES-TAUBMANN, B.A. (1988): Geologische Untersuchungen in den helvetischen Kreide- und Tertiärserien des nördlichen Sigriswilergrates. – *Lizentiatsarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- KAUFMANN, F.J. (1867): Der Pilatus, geologisch untersucht und beschrieben. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 5.
- (1886): Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern – Grafenort. – *Beitr. geol. Karte Schweiz.* 24/1.
- KAUFMANN, F.J., BALTZER, A. & MOESCH, C. (1887): Interlaken – Sarnen – Stanz. – *Geol. Karte Schweiz* 1:100000, XIII.
- KEMPF, O. & PFIFFNER, O.A. (2004): Early Tertiary evolution of the North Alpine Foreland Basin of the Swiss Alps and adjoining areas. – *Basin Res.* 16, 549–567.

- KISSLING, E. (1896): Bericht über die geologische Expertise vom 22. Juni 1896. – Ber. z.H. H. Aebi, Ingenieur des I. Bezirks, zur Katastrophe im Lammbach zu Brienz vom 31. Mai 1896 (unpubl.).
- (1903): Die Schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 2.
- KORNER, M. (1978): Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im helvetischen Gault zwischen Aare und Linth. – Diss. Univ. Bern.
- KREBS, J. (1925): Geologische Beschreibung der Blümlisalp-Gruppe. – Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 54/3.
- KREMER, K., FABBRI, S.C., EVERS, F.M., SCHWEIZER, N. & WIRTH, S.B. (2022): Traces of a pre-historic and potentially tsunamigenic mass movement in the sediments of Lake Thun (Switzerland). – *Swiss J. Geosci.* 115, doi: 10.1186/s00015-022-00405-0.
- KUGLER, C. (1987): Die Wildegg-Formation im Ostjura und die Schilt-Formation im östlichen Helvetikum; ein Vergleich. – Diss. ETH Zürich.
- KURZ, G. & LERCH, C. (1979): Geschichte der Landschaft Hasli. – Brügger AG, Meiringen.
- LABHART, T.P. (1989): Marmor und Baustein aus dem Berner Oberland. – *Jb. Thuner- u. Brienzsee* 1989, 29–56.
- LABHART, T.P. & THIERSTEIN, F. (1987): Die Steine des Parlamentsgebäudes. – *Mitt. natf. Ges. Bern* [N.F.] 44, 203–235.
- LABHART, T.P. & ZEHNDER, K. (2018): Steine Berns. Eine geologische Entdeckungsreise durch die gebaute Stadt. – Haupt, Bern.
- LANGENEGGER, H., KIENHOLZ, H. & GERBER, W. (1992): Brienzer Wildbäche (Berner Oberland). Führer für die Exkursion E1. – Symp. Interpraevent 1992, Bern.
- LERGIER, W. & BURRI, T. (2003): Die Jungfrau-Region im Berner Oberland (CH). Mineralien, Gesteine und geologische Attraktionen: Wege & Routen für Touristen, Sammler und Strahler. – *Lapis* 28/6, 13–43.
- LIECHTI, P. (1930): Geologische Untersuchungen der Dreispitz-Standfluh-Gruppe und der Flysch-region südlich des Thunersees. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1930, 77–206.
- LINDER, P., GIGANDET, J., HÜSSER, J.-L., GAINON, F. & FÖLLMI, K.B. (2006): The early Aptian Grüntes Member: description of a new lithostratigraphic unit of the helvetic Garschella Formation. – *Ecolgae geol. Helv.* 99/3, 327–341.
- MARWAN, N. (2019): Karstgebiet Sägistal. – *Natl. Höhlenforscher-Kongr. Sinterlaken, Proc.* 14, 69–74.
- MATTER, A. (1964): Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet (Entlebuch – Tal der Grossen Fontanne, Kt. Luzern). – *Ecolgae geol. Helv.* 57/2, 315–429.
- MATTER, A. & STURM, M. (1982): Sedimentologische Untersuchungen in den grossen Berner Seen: Brienzer-, Thuner- und Bielersee. – *Mitt. natf. Ges. Bern* [N.F.] 39, 59–73.
- MENKVELD, J.-W. (1995): Der geologische Bau des Helvetikums der Innerschweiz. – Diss. Univ. Bern.
- MENKVELD-GFELLER, U. (1993): Stratigraphie und Paläogeographie des Eocaens der helvetischen Decken der Westschweiz (Diablerets- und Wildhorn-Decke). – Diss. Univ. Bern.
- (1994): Die Wildstrubel-, die Hohgant- und die Sanetsch-Formation: drei neue lithostratigraphische Einheiten des Eocaens der helvetischen Decken. – *Ecolgae geol. Helv.* 87/3, 789–809.
- (1995): Stratigraphie, Fazies und Palaeogeographie des Eocaens der helvetischen Decken der Westschweiz (Diablerets- und Wildhorn-Decke). – *Ecolgae geol. Helv.* 88/1, 115–134.

- MENKVELD-GFELLER, U. (1997): Die Bürgen-Fm. und die Klimeshorn-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 VON KNONAU, G. (1838): *Erdkunde zur Schweizerischen Eidgenossenschaft*. – Orell Füssli, Zürich.
- MICHOLET, J. (1992): Le puits de Thoune – Forage d’exploration pétrolière en Suisse. Consortium Pétrolier Fribourgeois et Bernois. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 58/133, 23–32.
- MINET, A. (1971): Etude préliminaire de la région des Sieben Hengste (Eriz, BE). – *Actes du 4^e Congrès natl. de spéléologie* 1970, 35–48.
- MOCK, S., HAGKE, C. VON, SCHLUNEGGER, F., DUNKL, I. & HERWEGH, M. (2020): Long-wavelength late-Miocene thrusting in the north Alpine foreland: implications for late orogenic processes. – *Solid Earth* 11, 1823–1847.
- MOHR, H.M. (1992a): *Der helvetische Schelf der Ostschweiz am Übergang vom späten Jura zur frühen Kreide*. – Diss. ETH Zürich.
- (1992b): Die Entwicklung der Calpionellen an der Jura-Kreide Grenze im Helvetikum der Ostschweiz. Rückschlüsse auf die Biostratigraphie und Sedimentationsgeschichte. – *Eclogae geol. Helv.* 85/1, 1–21.
- MOJON, A. (1979): *Geologie in der Umgebung von Beatenberg (Berner Oberland)*. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1982): *Geologie des Helvetischen Kieselkalkes zwischen dem Kiental (Berner Oberland) und Vierwaldstättersee*. – Diss. Univ. Bern.
- MOJON, A., HEINZ, R. & BLÖCHLINGER, T. (1997): *Medienpaket Swiss Rock. Bd. Stammdaten der Gesteinsproben*. – Ott, Thun.
- MOLLET, H. (1916): Ueber die stratigraphische Stellung der eocänen Glaukonitschichten beim Küblibad am Thunersee. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 19/6, 210–220.
- MÜLLER, F. (1938): *Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 74.
- MÜLLER, K.E. (1848): *Geschichte der Erbauung der Nydeggbücke*. – *Staatsarch. Kt. Bern (BB X 1816)*, unpubl. Ber.
- MURCHISON, R.J. (1849): On the geological structure of the Alps, Appennines and Carpathians. – *Quart. J. geol. Soc. London* 5/1, 157–312.
- OBERHÄNSLI-LANGENEGGER, H. (1978): Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdener Formation. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 150.
- PIFFNER, O.A. (1986): Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. In: ALLEN, P.A. & HOMEWOOD, P. (Ed.): *Foreland basins*. – *Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol.* 8, 219–228.
- (1993): The structure of the Helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy. – *J. struct. Geol.* 15/3–5, 511–521.
- (2014): *Geologie der Alpen*. – Haupt, Bern.
- PIFFNER, O.A., BURKHARD, M., HÄNNI, R., KAMMER, A., KLIFFIELD, R., MANCKTELOW, N., 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* 128.

- PIFFNER, O.A., SAHLI, S. & STÄUBLE, M. (1997): Compression and uplift of the external massifs in the helvetic zone. In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Ed.): Deep structure of the Swiss Alps – Results of NRP 20. – Birkhäuser, Basel.
- PILLOUD, A. (1982): Geologie im Gebiet der Axalp. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
– (1990): Bau und jurassische präorogene Tektonik der helvetischen Hauptschubmasse im Berner Oberland. – Diss. Univ. Bern.
- PORTER, S.C. & DENTON, G.H. (1967): Chronology of neoglaciation in the North American Cordillera. – Amer. J. Sci. 265/3, 177–210.
- PREUSSER, F., GRAF, H.R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. – J. Quatern. Sci. 60/2–3, 282–305.
- QUERVAIN, F. DE (1969): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. – Kümmerly & Frey, Bern.
- REBER, R. (1964): Der subalpine Flysch zwischen Emme und Thunersee. – Eclogae geol. Helv. 57/1, 91–148.
- REMANE, J. (1985): Calpionellids. In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Ed.): Plankton stratigraphy, Vol. 1: Planktic foraminifera, calcareous nannofossils and calpionellids (p. 555–572). – Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- RENZ, H.H. (1937): Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. – Eclogae geol. Helv. 30/1, 87–214.
- ROD, E. (1937): Stratigraphie des Malm der Graustock-Hutstock-Gruppe (Melchtal, Kanton Obwalden). – Diss. Univ. Bern.
- ROWAN, M.G. (1993): Structural geometry of the Wildhorn Nappe between the Aar massif and the Brienzler See. – Eclogae geol. Helv. 86/1, 87–119.
- RÜTIMEYER, L. (1850): Über das schweizerische Nammulitenterrain, mit besonderer Berücksichtigung des Gebirges zwischen dem Thunersee und der Emme. – Denkschr. schweiz. Ges. Natw. 11.
- RUTSCH, R.F. (1942): Bericht über ein Vorkommen von Molassekohle bei Schwarzenegg (Thun). – Ber. Nr. 3073b vom 14.9.1943 z. H. Bureau für Bergbau, Bern. – Arch. Landesgeol., swisstopo, Wabern 24370 (unpubl.).
- RUTSCH, R.F. & STALDER, H.A. (1970): Ein Tafelwerk über die Marmor-Arten des Kantons Bern aus dem 18. Jahrhundert und die Funksche Marmorkollektion im Naturhistorischen Museum in Bern. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 27, 90–93.
- RYKART, R. & HAVERKAMP, F. (1983): Kugelförmige Barytkonkretionen aus dem Wildflysch. – Schweizer Strahler 1983/8, 321–373.
- SCHARDT, H. (1898): Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses (Préalpes du Chablais et du Stockhorn et les Klippes). Leurs relations avec l'origine des blocs et brèches exotiques et la formation du flysch. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 34, 114–219.
- SCHAUB, H. (1951): Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nammuliten und Assilinen. – Schweiz. paläont. Abh. 68.
– (1965): Schlierenflysch. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 31/81, 124–134.
- SCHENK, K. (1992): Die Drusberg- und Schratzenkalk-Formation (Unterkreide) im Helvetikum des Berner Oberlandes. – Diss. Univ. Bern.
- SCHERER, F. (1966): Geologisch-palaeontologische Untersuchungen im Flysch und in der Molasse zwischen Thunersee und Eriz (Kt. Bern). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 127.
- SCHLÜCHTER, C. (1979): Übertiefe Talabschnitte im Berner Mittelland zwischen Alpen und Jura (Schweiz). – Eiszeitalter u. Gegenwart 29, 101–113.

- SCHLÜCHTER, C. (1987): Talgenese im Quartär – eine Standortbestimmung. – *Geographica helv.* 42/2, 109–115.
- (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500 000. – GeoKarten500, Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Wabern.
- SCHLÜCHTER, C., AKÇAR, N. & IVY-OCHS, S. (2021): The Quaternary period in Switzerland. In: REYNARD, E. (Ed.): Landscapes and landforms of Switzerland. World geomorphological landscapes (p. 47–69). – Springer, Cham.
- SCHLUNEGGER, F. (1991): Stratigraphie, Sedimentologie und Tektonik der Unteren Süsswassermolasse östlich von Thun. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1995): Magnetostratigraphie und fazielle Entwicklung der Unteren Süsswassermolasse zwischen Aare und Limmat. – Diss. Univ. Bern.
- SCHLUNEGGER, F., ANSPACH, O., BIERI, B., BÖNING, P., KAUFMANN, Y., LAHL, K., LONCHINSKI, M., MOLLET, H., SACHSE, D., SCHUBERT, C., STÖCKLI, G. & ZANDER, I. (2016a): Blatt 1169 Schüpfheim. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte 148.
- SCHLUNEGGER, F., BURBANK, D.W., MATTER, A., ENGESSER, B. & MÖDDEN, C. (1996): Magnetostratigraphic calibration of the Oligocene to Middle Miocene (30–15 Ma) mammal biozones and depositional sequences of the Swiss Molasse Basin. – *Eclogae geol. Helv.* 89/2, 753–788.
- SCHLUNEGGER, F., JOST, J., GRÜNING, A. & TRÜSSEL, M. (2016b): Blatt 1169 Schüpfheim. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. 148.
- SCHLUNEGGER, F., MATTER, A. & MANGE, M.A. (1993): Alluvial fan sedimentation and structure of the southern Molasse Basin margin, Lake Thun area, Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 86/3, 717–750.
- SCHLUNEGGER, F. & NORTON, K.P. (2015): Climate vs. tectonics: the competing roles of Late Oligocene warming and Alpine orogenesis in constructing alluvial megafan sequences in the North Alpine foreland basin. – *Basin Res.* 27/2, 230–245.
- SCHMALZ, K.L. (1985): Von der Fluorit-Ausbeutung an der Oltschiburg und von früheren Fluorit-Fundstellen in der Gegend von Brienz. – *Jb. Thuner- u. Brienzensee* 1985, 48–74.
- (1986): Der berühmte Block auf dem Luegiboden. – *Jb. Thuner- u. Brienzensee* 1986, 4–33.
- (1988): Dem Luegiboden-Block fällt ein Stein aus der Krone. – *Jb. Thuner- u. Brienzensee* 1988, 33–36.
- 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* 15/5, 1036–1064.
- SCHNEEBERGER, W. (1927): Die stratigraphischen Verhältnisse von Kreide und Tertiär der Randkette nördlich des Thunersees. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1926, 1–98.
- SCHUMACHER, J. (1948): Zur Gliederung des marinen Lutétien und basalen Priabonien der Schweizer Alpen. – *Eclogae geol. Helv.* 41/1, 79–88.
- SEEBER, H. (1911): Beiträge zur Geologie der Faulhorngruppe (westlicher Teil) und der Männlichengruppe. – Diss. Univ. Bern.
- SINCLAIR, H.D. & ALLEN, P.A. (1992): Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. – *Basin Res.* 4/3–4, 215–232.
- SOOM, M. & KÜRSTEINER, P. (2022): Wiederentdeckung der historischen Fluorit-Fundstelle Ruun südlich Brienz BE. – *Schweizer Strahler* 2022/1, 2–16.
- SPECK, J. (1953): Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee und Versuch einer paläogeographischen Auswertung. – Diss. Univ. Zürich.
- SPICHER, A. (1980): Tektonische Karte der Schweiz, 1:500 000. – Schweiz. geol. Komm., Basel.

- SPIEGEL, C., SIEBEL, W., FRISCH, W. & BERNER, Z. (2002): Nd and Sr isotopic ratios and trace element geochemistry of epidote from the Swiss Molasse Basin as provenance indicators: implications for the reconstruction of the exhumation history of the Central Alps. – *Chem. Geol.* 189/3, 231–250.
- SPÖRLI, B. (1966): Geologie der östlichen und südlichen Urirotstock-Gruppe. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* [N.F.] 62.
- STACHER, P. (1980): Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wang-Formation (Helvetische Oberkreide der Schweizer Alpen). – *Beitr. geol. Karte Schweiz*. [N.F.] 152.
- STAEGER, D. (1944): Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern (Kantone Bern und Unterwalden). – *Eclogae geol. Helv.* 37/1, 99–188.
- STAEGER, D., LABHART, T., DELLA VALLE, G., TRÖHLER, B., SCHWARZ, H., GISLER, C., RATHMAYR, B. & WIEDERKEHR, M. (2020): Blatt 1210 Innertkirchen. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Karte 167.
- STAUB, R. (1934): Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 69/1.
- STEIGER, H. VON (1896): Der Ausbruch des Lammaches am 31. Mai 1896. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1896, 265–275.
- STRASSER, A. (1979): Betlis-Kalk und Diphyoideskalk (\pm Valanginian) in der Zentral- und Ostschweiz: Stratigraphie, Mikrofazies und sedimentologische Entwicklung. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* [N.F.] 225.
- STUCKY, K. (1968): Gips und Gipsfabrikation in Leissigen. – *Jb. Thuner- u. Brienzensee* 1968, 80–90.
- STUDER, B. (1825): Beyträge zu einer Monographie der Molasse, oder geognostische Untersuchungen über die Steinarten und Petrefacten, die zwischen den Alpen und dem Jura gefunden werden; mit besonderer Rücksicht auf den Canton Bern und die angrenzenden Theile von Freyburg, Luzern und Solothurn. – Christian Albrecht Jenni, Bern.
- (1834): Bemerkungen zu einem Durchschnitt durch die Luzerner Alpen. – *N. Jb. Mineral. Geogn. Geol. Petrogr., Leonhard u. Bronn* 1834, 505–515.
- (1839): Mémoire sur la carte géologique des chaînes calcaires et arénacées entre les lacs de Thun et de Lucerne. – *Mém. Soc. géol. France* 3/10, 379–401.
- TIEFBAUAMT DES KANTONS BERN (Hrsg.) (1988): N8 Interlaken–Brienzwiler. Eröffnung vom 18. Mai 1988. – Schenker Druck, Bern.
- TRÖHLER, B. (1966): Geologie der Glockhaus-Gruppe, mit besonderer Berücksichtigung des Eisenoolithes der Erzegg-Planplatte. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 13/10.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 71/6, 843–908.
- TRÜMPY, R. & BERSIER, A. (1954): Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin. *Pétrographie, statistique, origine.* – *Eclogae geol. Helv.* 47/1, 119–166.
- VOLLMAYR, T. (1992): Strukturelle Ergebnisse der Kohlenwasserstoffexploration im Gebiet von Thun, Schweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 85/3, 531–539.
- WEHRENS, P., BAUMBERGER, R., BERGER, A. & HERWEGH, M. (2017): How is strain localised in a mid-crustal basement section? Spatial distribution of deformation in the Aar massif (Switzerland). – *J. struct. Geol.* 94, 47–67.
- WEHRENS, P., BERGER, A., PETERS, M., SPILLMANN, T. & HERWEGH, M. (2016): Deformation at the frictional-viscous transition: Evidence for cycles of fluid-assisted embrittlement and ductile deformation in the granitoid crust. – *Tectonophysics* 693/A, 66–84.
- WEHRLI, L. (1919): Die postkarbonischen Kohlen der Schweizeralpen. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 7.

- WEIDMANN, M., HOMEWOOD, P., CARON, C. & BAUD, A. (1976): Réhabilitation de la «Zone Sub-médiane» des Préalpes. – *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 265–277.
- WENGER, U. (2013): Die Fluoritvorkommen in der Umgebung von Axalp. Gem. Brienz. Kanton Bern. – Datensamml. Schweiz. Ges. für hist. Bergbauforsch. <http://www.sghb.ch/wp-content/uploads/2012/05/Die-Fluoritvorkommen-in-der-Umgebung-von-Axalp.pdf>. (10.2.2022).
- WENGER, U. & KÜNDIG, R. (2007): Kohlenabbau auf Beatenberg. – *Minaria helv.* 27/a, 17–55.
- WILDBERGER, A. (1997): Karst im Brüniggebiet. In: Karst- und Höhlenforschung in Ob- und Nidwalden (S. 36–47). – *Ber. natf. Ges. Ob- u. Nidwalden I.*
- WILDBERGER, A., GRUNER, U. & SIEGENTHALER, U. (1982): Markierversuche und weitere hydrologische Untersuchungen im Karst des Brienzergates und des Brünigpasses. – *Akten 7. natl. Kongr. Höhlenforsch., Schwyz 1982*, 249–267.
- WINKLER, W. (1983): Stratigraphie, Sedimentologie und Sedimentpetrographie des Schlieren-Flysches (Zentralschweiz). – *Beitr. geol. Karte Schweiz. [N.F.] 158*.
- WIRSIG, C., ZASADNI, J., IVY-OCHS, S., CHRISTL, M., KOBER, F. & SCHLÜCHTER, C. (2016): A deglaciation model of the Oberhasli, Switzerland. – *J. Quatern. Sci.* 31/1, 46–59.
- WIRTH, S.B., GIRARDCLOS, S., RELSTAB, C. & ANSELMETTI, F.S. (2011): The sedimentary response to a pioneer geo-engineering project: Tracking the Kander River deviation in the sediments of Lake Thun (Switzerland). – *Sedimentology* 58/7, 1737–1761.
- WISSING, S.B. & PFIFFNER, O.A. (2002): Structure of the eastern Klippen nappe (BE, FR): Implications for its Alpine tectonic evolution. – *Eclogae geol. Helv.* 95/3, 381–398.
- ZIEGLER, M.A. (1967): A study of the Lower Cretaceous facies developments in the Helvetic Border Chain, north of Lake Thun (Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 60/2, 509–527.
- ZIMMERMANN, F. (1936): Zur Stratigraphie der Wangschichten zwischen Rheintal und Thunersee. – *Diss. Univ. Bern.*
- ZIMMERMANN, M., MANI, P., HUNZIKER, G., BALMER, W. & CONCETTI, M. (1997): Evaluation der forstlichen und wasserbaulichen Massnahmen der letzten 100 Jahre in den Brienz Wildbächen. – *Ber. z.H. Forstinspektion Oberland, Lawinendienst, Interlaken und Tiefbauamt des Kt. Bern, Oberingenieurskreis 1, Thun (unpubl.)*.
- ZWAHLEN, P. (1993): Das Bundstock-Element, eine diskontinuierliche helvetische Teildecke an der Kandertal-Störung. – *Eclogae geol. Helv.* 86/1, 65–86.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:500 000, Grundwasservorkommen

Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2007.

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

Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2009.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 2 Basel – Bern, von P. CHRIST, 1942.

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

Blatt 6 Sion, von P. CHRIST, 1942.

Blatt 7 Ticino, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1955.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt XII Freyburg – Bern, von V. GILLIÉRON, A. JACCARD & I. BACHMANN, 1879.

Blatt XIII Interlaken – Sarnen – Stanz, von F.J. KAUFMANN, A. BALTZER & C. MOESCH, 1887.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 6 Lauterbrunnen (LK 1228) [SA 395], von H. GÜNZLER-SEIFFERT, H. ADRIAN, H. ALTHAUS, P. BECK, L. W. COLLET, E. PARÉJAS, K. GOLDSCHMIED, P. LIECHTI, K. LOUIS, F. MÜLLER & H. STAUFFER, 1933.

Nr. 13 Grindelwald (LK 1229), von H. GÜNZLER-SEIFFERT, L. W. COLLET, K. LOUIS, F. MÜLLER, E. PARÉJAS, W. SCABELL & R. WYSS, 1938.

Nr. 21 Münsingen (LK 1187) [Münsingen – Konolfingen – Gerzensee – Heimberg, SA 336–339], von P. BECK & R.[F.] RUTSCH, 1949.

Nr. 75 Eggwil (LK 1188), von E. G. HALDEMANN, H. A. HAUS, A. HOLLIGER, W. LIECHTI, R. F. RUTSCH & G. DELLA VALLE, 1980.

Nr. 167 Innertkirchen (LK 1210), von D. STAEGER, T. LABHART, G. DELLA VALLE, B. TRÖHLER, H. SCHWARZ, C. GISLER, B. RATHMAYR & M. WIEDERKEHR, 2020.

Geologische Spezialkarten

Nr. 8 Geologische Kartenskizze der mechanischen Contactzone von krystallinischem- und Kalk-Gebirge zwischen Lauterbrunnen- und Reuss-Thal, 1:50 000, von A. BALTZER, 1880.

Nr. 10 Geologische Excursionskarte der Umgebungen von Bern, 1:25 000, von F. JENNY, A. BALTZER & E. KISSLING, 1896.

Nr. 43 Geologische Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnenthal, Kanderthal und Thunersee, 1:50 000, von E. GERBER, E. HELGERS & A. TRÖSCH, 1907.

Nr. 55 Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen, 1:50 000, von P. ARBENZ, 1911.

Nr. 56 Geologische Karte der Gebirge nördlich von Interlaken, 1:50 000, von P. BECK, 1910.

- Nr. 57 Geologische Karte des Burst (Sigriswilergrat), 1:20000, von P. BECK, 1910.
 Nr. 69 Simmental et Diemtigtal, 1:50000, von F. RABOWSKI, 1912.
 Nr. 76 Geologische Karte der Schrattenfluh, 1:25000, von R. SCHIDER, 1913.
 Nr. 95 Geologische Karte und Profile des Brienzzergrates, 1:50000, von F.L. MICHEL, 1921.
 Nr. 96 Geologische Karte Thun – Stockhorn, 1:25000, von P. BECK & E. GERBER, 1925.
 Nr. 128/3 Structural map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Voralberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100000, map sheet 42 Oberwallis, von O.A. PFIFFNER, M. BURKHARD, R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, N. MANCKTELOW, J.G. RAMSAY & R. ZURBRIGGEN, 2010.
 Nr. 128/4 Structural map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Voralberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100000, map sheet 37 Brünigpass with parts of 32 Beromünster, von O.A. PFIFFNER, R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, J.-W. MENKVELD, J.G. RAMSAY, S. M. SCHMID & R. ZURBRIGGEN, 2010.

Weitere geologische Karten mit z. T. vereinfachter topographischer Grundlage (Auswahl)

- A ARBENZ, P. (1908): Geologische Karte der projektierten Stauanlage bei Schangnau, 1:25000. In: Geologisches Gutachten an Herrn Ing. Fischer-Reinau in Zürich über die projektierte Stauanlage bei Schangnau (Kt. Bern). – Buchdruckerei K.J. Wyss, Bern.
- G GIGON, W. (1952): Geologische Karte des Habkerntales und des Quellgebietes der Grossen Emme, 1:25000. In: Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes der Grossen Emme. – Verh. natf. Ges. Basel 63/1.
- H HUGI, E. (1900): Die Klippenregion von Giswil, 1:50000. In: Die Klippenregion von Giswil. – N. Denkschr. schweiz. natf. Ges. 36/2.
- K KAUFMANN, F.J. (1886): Karte des Ralliger Gebirges nebst zugehörigen Querprofilen, 1:25000. In: Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern – Grafenort. – Beitr. geol. Karte Schweiz 24/1.
- M MOESCH, C. (1894): Geologische Karte der Umgebung von Meiringen, 1:50000. In: Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen dem Reuss- und Kienthal. – Beitr. geol. Karte Schweiz 24/3.
- N NUSSBAUM, F. (1936): Exkursionskarte der Umgebung von Bern, 1:75000 (2. Aufl.). – Kümmerly & Frey, Bern.
- Z ZOLLINGER, E. (1892): Das Mündungsgebiet der Kander, 1:50000. In: Zwei Flussverschiebungen im Berner Oberland. – Diss. Univ. Zürich.

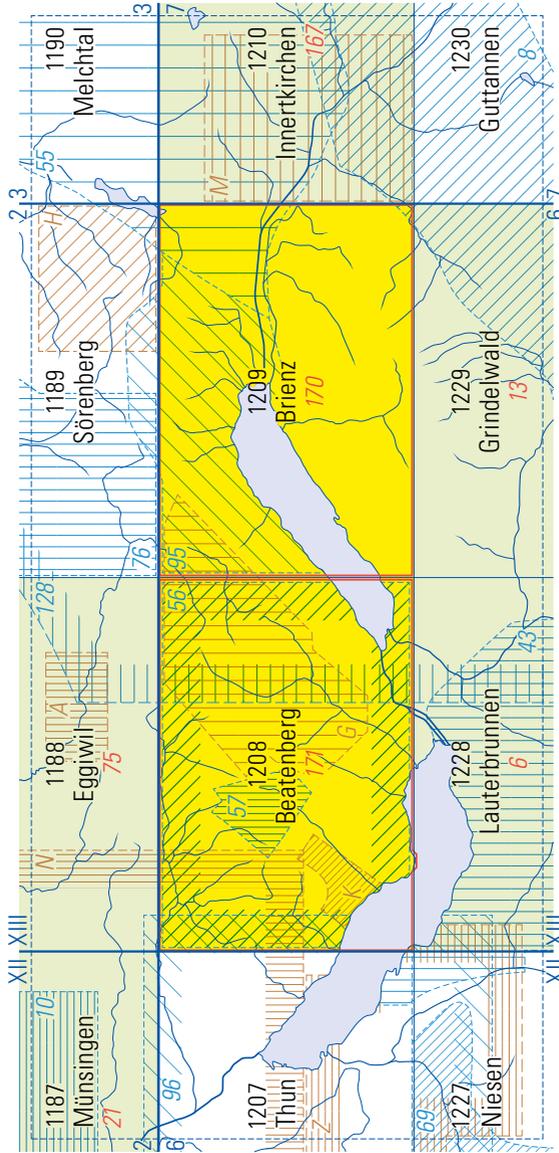


Fig. 48: Publizierte geologische Karten mit (zum Teil vereinfachter) topographischer Grundlage.

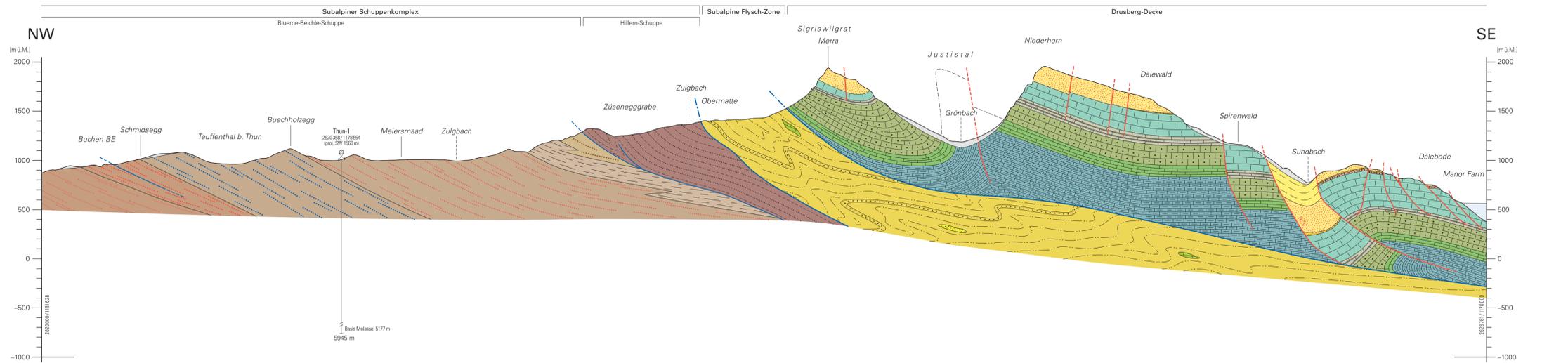
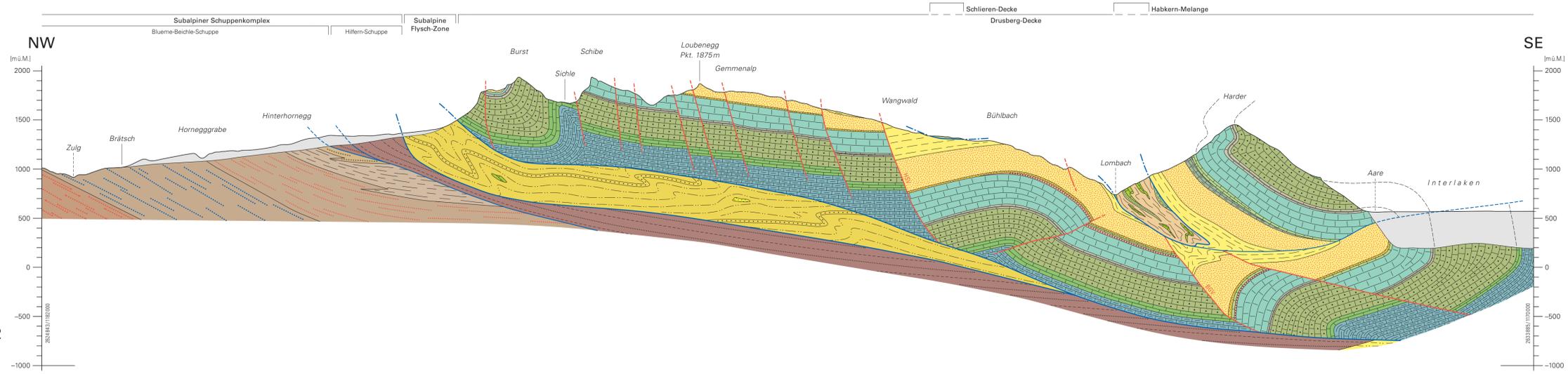
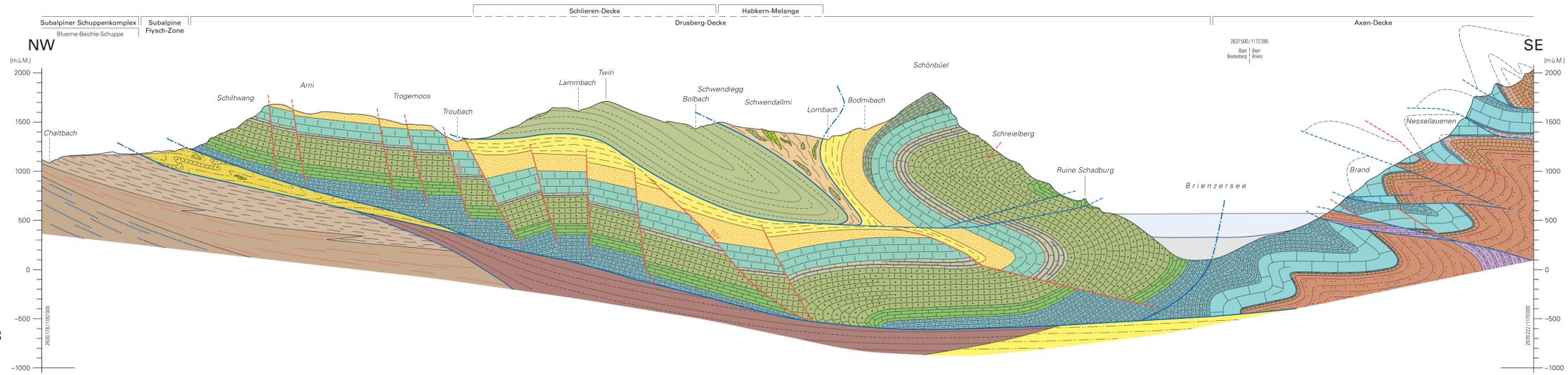
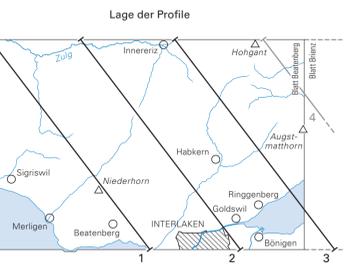
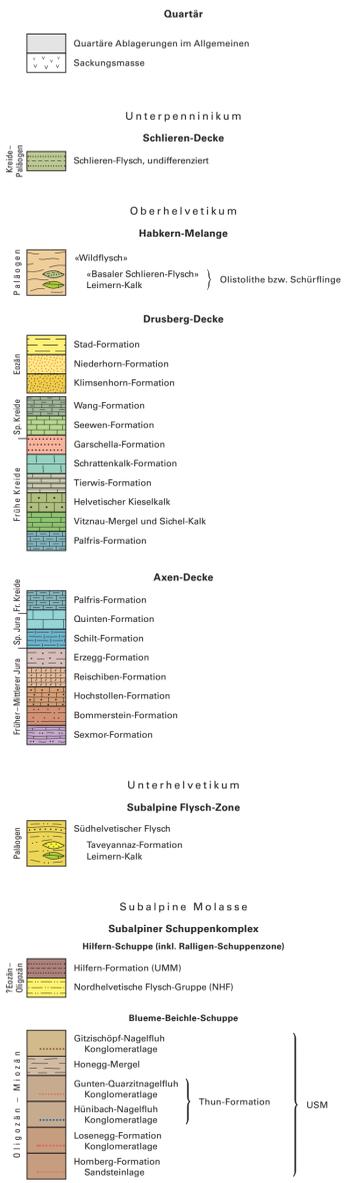
BEILAGEN

- Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet der Atlasblätter Brienz und Beatenberg (1)
1:25000.
- Tafel II: Geologische Profile durch das Gebiet der Atlasblätter Brienz und Beatenberg (2)
1:25000.

Geologische Profile durch das Gebiet der Atlasblätter Brienz und Beatenberg (1)

von **Reto Häni**

Massstab 1:25000



Geologische Profile durch das Gebiet der Atlasblätter Brienz und Beatenberg (2)

von **Reto Hänni**

Massstab 1:25000

