

1170 Alpnach

Erläuterungen

HANSPETER FUNK, O. ADRIAN PFIFFNER,
URSULA MENKVELD-GFELLER und OLIVER KEMPF

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2013

137

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

1:25 000

1170 Alpnach

Erläuterungen

16 Textfiguren und 2 Tafelbeilagen

verfasst von

HANSPETER FUNK, O. ADRIAN PFIFFNER, URSULA MENKVELD-GFELLER
und OLIVER KEMPF

2013



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

FUNK, H., BUXTORF, A., CHRIST, P., EGLI, D., ESTOPPEY, D., GEBEL, C., GEIGER, M. E., GRAF, A., GÜBELI, A., KLEMENZ, W., RAMSEYER, K., RÖSLI, F., SCHAUB, H., SCHINDLER, C., STEINHAUSER, V. & WANNER, M. (2013): Blatt 1170 Alpnach. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 137.

Erläuterungen

FUNK, H., PFIFFNER, O. A., MENKVELD-GFELLER, U. & KEMPF, O. (2013): Blatt 1170 Alpnach. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 137.

Titelbilder

Umschlag

Sandstein-Tonstein-Wechselfolge im Dach des «basalen Schlieren-Flyschs» bei Falhornli im Tal der Gross Schliere (Koord. 2659.250/1198.125). Bildhöhe ist ca. 5 m. Foto O. Kempf, 2013.

Karte

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI^{3D} mit der tektonischen Nebenkarte des Atlasblattes Alpnach.

Erläuterungen

Angewitterte Oberfläche der Bürgen-Formation mit Nummuliten, Assilinen und Discocyclinen, Strassenaufschluss bei Sarnen (Koord. 2661.250/1194.250). Bildbreite ist ca. 10 cm. Foto O. Kempf, 2013.

Herausgeber

© 2013, 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.

Das Bundesamt für Landestopografie swisstopo ist ein Unternehmensbereich der armasuisse.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40072-3



INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Zusammenfassung	6
Résumé	7
Riassunto	8
Summary	9
Einführung	10
Stratigraphie	16
Molassebecken	16
Subalpine Molasse	16
Höhronen-Schuppe	16
Hilfern-Schuppe (inkl. Hornbüel-Schuppenzone)	16
Helvetikum	18
Subalpine Flysch-Zone	18
Drusberg-Decke	21
Kreide	21
Paläogen	28
Ultrahelvetikum	39
Sörenberg-Melange	39
Mittelpenninikum	40
Klippen-Decke	40
Trias	40
Jura	42
Kreide	48
Oberpenninikum	49
Schlieren-Decke	49
Quartär	54
Pleistozän	54
Holozän	56
Tektonik	63
Molassebecken	63
Helvetikum	63
Ultrahelvetikum	67
Mittelpenninikum	67
Oberpenninikum	68
Tektonische Entwicklung	69
Rohstoffe	72
Hydrogeologie	73
Literaturverzeichnis	74
Publizierte geologische Karten	81

VORWORT

Mit Atlasblatt 137 Alpnach des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 liegt nun eine aktuelle Bestandsaufnahme der geologischen Verhältnisse im südwestlichen Gebiet des Vierwaldstättersees vor – fast 100 Jahre nach Erscheinen der grossartigen Vierwaldstättersee-Karte 1:50 000 (BUXTORF et al. 1916).

Zu Beginn der 1940er Jahre wurde auf Anregung von Prof. Dr. A. Buxtorf (Schweizerische Geologische Kommission, SGK) das Siegfriedblatt «Pilatus-Stanserhorn», basierend auf den Gemeindeplänen 1:10 000, durch Orell Füssli überarbeitet und teilweise neu gestaltet, um so eine zuverlässige topographische Grundlage für die geologische Feldaufnahme zu erhalten. In den 1950er Jahren waren dann Bestrebungen seitens der SGK im Gang, Atlasblatt Alpnach (ehem. Blatt Pilatus des Siegfriedatlas) zu publizieren, wie aus den Briefen August Buxtorfs und Franz Roeslis hervorgeht, allerdings ohne zum Ziel zu kommen. 1955 wurde von der Stiftung Amrein-Troller des Gletschergartens Luzern ein Betrag von 1400.– CHF zuhanden der SGK für den Druck der «Pilatuskarte» gesprochen, für den hier herzlich gedankt sei. Der Druck der «Pilatuskarte» sollte jedoch noch einige Jahre auf sich warten lassen.

Im Auftrag der Geologischen Landesaufnahme begann Dr. Hanspeter Funk 1978 mit der Kompilation der bestehenden Manuskriptkarten im Gebiet von Atlasblatt Alpnach, die er einer Gesamtrevision unterzog, und aus der er schliesslich ein Kartenoriginal für die Landesgeologie erstellte. Seine Arbeiten erstreckten sich, mit wenigen Unterbrüchen, bis ins Jahr 2013. Wesentliches Fundament des vorliegenden Atlasblattes bilden die frühen Kartierarbeiten im Helvetikum von Prof. Dr. August Buxtorf† (1905–1951), im Stanserhorngebiet von Dr. Peter Christ† (1915–1917) und im Schlierengebiet von Prof. Dr. Hans Schaub† (1938–1943). Weitere Kartierungen erbrachten Max E. Geiger (1915–1917) am Arvigrat, Dr. Franz Roesli† (1939–1975) und Dr. Werner Klemenz (1969–1970) am Mueterschwanderberg sowie Dr. Conrad Schindler (1967–1968) im Molassegebiet nordöstlich des Pilatus. In jüngerer Zeit entstanden zahlreiche Diplom- und Dissertationskartierungen im Helvetikum: André Graf (1982–1983) und Viktor Steinhäuser (1979) am Pilatus, Michael Wanner (1985–1986) am Bürgenstock sowie Christa Gebel (1993–1994) am Mueterschwanderberg. Dominique Egli erarbeitete eine Karte (1993–1994) im Chli Schlierental, David Estoppey lieferte eine detaillierte Karte des Quartärs (1992–1993) zwischen Mueterschwanderberg und Stanserhorn, Prof. Dr. Karl Ramseyer (1976–1977) kartierte die Westseite des Arvigrats und Dr. Alfred Gübeli (1992–1994) das Gebiet des Engelbergertals im Auftrag der Nagra. Wertvolle Ergänzungen lieferten unpublizierte Kartierarbeiten zuhanden der Landesgeologie von Dr. A. Schneider.

Für die vorliegenden Erläuterungen ist Hanspeter Funk verantwortlich, ergänzenden Text zur Tektonik sowie Korrekturen an den Profilafeln steuerte Prof. Dr. O. Adrian Pfiffner bei, das Kapitel zum helvetischen Paläogen entstammt

den Diskussionen mit Dr. Ursula Menkveld-Gfeller und PD Dr. Oliver Kempf, der auch die Textfiguren und Profiltafeln anfertigte.

Im Namen der Schweizerischen Geologischen Kommission begutachteten Prof. Dr. O. Adrian Pfiffner, Prof. Dr. Fritz Schlunegger, PD Dr. Guido Schreurs (alle Universität Bern), Prof. Dr. Wilfried Winkler (ETH Zürich) und Dr. Ursula Menkveld-Gfeller (Naturhistorisches Museum Bern) den Inhalt der Karte und der Erläuterungen.

Zahlreiche zur Verfügung gestellte Berichte, vor allem von Dr. Markus Liniger (Geotest AG, Horw), Dr. Klaus Louis (Louis Ingenieurgeologie GmbH, Weggis) und Dr. Andres Wildberger (Dr. von Moos AG, Zürich), lieferten wertvolle Informationen zum Quartär, insbesondere zu aktiven Rutschgebieten. Daten zur Hydrogeologie stammen überwiegend von dipl. Natw. Fidel Hendry (Kt. Nidwalden). Martin Trüssel (Stiftung Naturerbe Karst und Höhlen Obwalden, Alpnach) lieferte zahlreiche Angaben zu den Höhlen im Pilatusgebiet.

Die Übersetzung der Zusammenfassung ins Französische erfolgte durch Dr. Alain Morard (swisstopo), diejenige ins Italienische durch Dipl.-Geol. Alessia Vandelli (Museo dei fossili del Monte San Giorgio). Die Redaktion seitens der Landesgeologie erfolgte durch Dr. Laurent Jemelin (bis 2011) und Oliver Kempf (ab 2012). Die kartografischen Arbeiten führte Hanspeter Funk aus, unterstützt von Bruno Reber (swisstopo), Andreas Baumeler (Grenzen-Digitale Kartografie, Zürich) und Monika Etter-Seitz (Orell Füssli Kartografie AG, Zürich). Tafeln und Textfiguren wurden von Oliver Kempf grafisch bearbeitet, den Schriftsatz gestaltete Evelyne Guanter.

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

April 2014

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Alpnach ist geologisch sehr vielfältig und blickt auf eine lange Erforschungsgeschichte zurück, die sich vor allem auf die bekannten klassischen Exkursionsgebiete wie Pilatus, Bürgenstock und Stanserhorn konzentrierte. Die tektonischen Einheiten umfassen die Schuppen des subalpinen Molassebeckens, die subalpine Flysch-Zone und die helvetische Drusberg-Decke. Darüber liegen mittelpenninische Einheiten der Klippen-Decke (Stanserhorn und Arvigrat) bzw. oberpenninischer Flysch der Schlieren-Decke. Alle diese sind von ihrer helvetischen Unterlage durch das Sörenberg-Melange getrennt.

Die subalpinen Molasseschuppen im Nordwestteil des Kartengebiets enthalten Gesteine der Unteren Meeresmolasse (UMM) und der Unteren Süsswassermolasse (USM). Die nördliche Höhrnen-Schuppe besteht aus «granitischer Molasse» der USM, die Hilfern-Schuppe setzt sich aus UMM und teils mächtiger Nagelfluh (USM) zusammen. Südlich anschliessend folgt subalpiner Flysch, der dem südhelvetischen Ablagerungsraum entstammt. Die helvetische Schichtfolge, bestehend aus kretazischen und paläogenen Sedimenten, baut die morphologisch prägende Randkette auf, die im nördlichen Blattgebiet einen Felsriegel westlich und östlich des Vierwaldstättersees bildet. Diese Schichtfolge ist am Pilatus stark verschuppt und verfaltet, während am Bürgenstock und Mueterschwanderberg offenere Falten vorliegen. Eine Besonderheit im Gebiet von Blatt Alpnach ist die ausgeprägte Diversität des helvetischen Paläogens, das nahezu die komplette Abfolge der eoziänen Nummuliten führenden Einheiten am Nordrand des früheren nordhelvetischen Vorlandbeckens umfasst; zahlreiche Formationen oder Member sind im Blattgebiet definiert. Zwischen Helvetikum und Penninikum liegt das Sörenberg-Melange, ein «Wildflysch» mit zahlreichen Blöcken und Paketen aus liegenden und hangenden Einheiten. Die mittelpenninische Klippen-Decke im Gebiet Stanserhorn-Arvigrat im Osten und Südosten des Blattgebiets besteht aus einer mesozoischen Abfolge (Trias – frühe Kreide). Die mächtigen Flyschsedimente der oberpenninischen Schlieren-Decke im westlichen Blattgebiet gestatten einen hervorragenden Einblick in die Ablagerungsgeschichte eines aktiven Kontinentrands während der späten Kreide und dem frühen Paläogen.

Während der Letzten Eiszeit stiess der Brünig-Arm des Aaregletschers durch das Tal der Sarner Aa gegen Nordosten vor und traf auf den Engelberger Gletscher im heutigen Gebiet von Stans, wovon zahlreiche Moränenwälle zeugen; Verlandungssedimente im Drachenried dokumentieren den jüngsten Eisrückzug. Lokalgletscher prägten die Landschaft nördlich der Randkette und im Schlierengebiet. Grössere Rutsch- und Sackungsmassen treten vor allem in der Region Stanserhorn-Arvigrat auf; hier ist ebenso die grosse Bergsturzmasse vom Kernwald anzutreffen.

RÉSUMÉ

La géologie dans le périmètre de la feuille d'atlas Alpnach est très variée et a de longue date attiré l'attention des chercheurs, qui se sont tout particulièrement intéressés aux sites d'excursion classiques et bien connus du Pilatus, du Bürgenstock et du Stanserhorn. Les unités tectoniques présentes comprennent les écaillés de la Molasse subalpine, la zone du Flysch subalpin et la nappe helvétique du Drusberg. Au-dessus viennent les unités de la nappe des Préalpes médianes (Pennique moyen du Stanserhorn et de l'Arvigrat), respectivement le flysch de la nappe des Schlieren (Pennique supérieur). Toutes ces unités sont séparées des unités helvétiques sous-jacentes par le Mélange de Sörenberg.

Dans la partie nord-occidentale de la carte, les écaillés de la Molasse subalpine renferment des sédiments de la Molasse marine inférieure (UMM) et de la Molasse d'eau douce inférieure (USM). L'écaille septentrionale de la Höhrnen est constituée de «Molasse granitique» de l'USM. L'écaille de l'Hilfern se compose quant à elle d'UMM et de poudingues (USM) atteignant parfois de grandes épaisseurs. Le Flysch subalpin, provenant du domaine sud-helvétique, suit directement au sud. La série helvétique comprend des sédiments crétacés et paléogènes. On la trouve dans la Chaîne bordière, élément morphologique proéminent, formant un contrefort dans la partie nord de la feuille, à l'ouest et à l'est du Lac des Quatre-Cantons. Cette série est fortement écaillée et plissée au Pilatus, alors que des plis plus ouverts s'observent au Bürgenstock et au Mueterschwanderberg. Une particularité de la région de la feuille Alpnach réside dans l'extrême diversité des dépôts helvétiques d'âge paléogène, qui couvrent presque la totalité de la succession éocène à nummulites des unités de l'ancienne bordure nord du bassin d'avant-pays nord-helvétique; de nombreuses formations et membres sont définis sur le territoire de la feuille. Entre l'Helvétique et le Pennique s'intercale le Mélange de Sörenberg, un «wildflysch» avec de nombreux blocs et paquets issus des unités sous- et sus-jacentes. La nappe des Préalpes médianes (Pennique moyen) dans la région du Stanserhorn-Arvigrat à l'est et au sud-est de la feuille est constituée par une succession de dépôts mésozoïques (Trias - Crétacé précocé). La puissante série sédimentaire du flysch de la nappe des Schlieren (Pennique supérieur) dans la partie occidentale de la feuille offre un aperçu exceptionnel de l'histoire sédimentaire d'une marge continentale active pendant le Crétacé tardif et le Paléogène précocé.

Pendant la dernière glaciation le bras du Brünig du glacier de l'Aar s'avancé vers le nord dans la vallée de la Sarner Aa et confluaient avec le glacier d'Engelberg aux alentours de Stans, comme en témoignent de nombreux vallums morainiques; des dépôts d'atterrissement dans la région du Drachenried documentent les phases les plus récentes du retrait glaciaire. Des glaciers locaux ont marqué le paysage au nord de la Chaîne bordière et dans le secteur des Schlieren. De grandes masses glissées et tassées sont présentes, principalement dans la région du Stanserhorn-Arvigrat; c'est également dans cette région que l'on trouve l'imposant dépôt d'écroulement du Kernwald.

RIASSUNTO

La geologia all'interno del perimetro del foglio dell'Atlante Alpnach è molto varia e da lungo tempo attira l'attenzione dei ricercatori, i quali si sono interessati particolarmente ai siti, meta di escursioni classiche e ben noti, quali il Pilatus, il Bürgenstock e il Stanserhorn. Le unità tettoniche presenti comprendono le scaglie della Molassa subalpina, la zona del Flysch subalpino e la falda elvetica del Drusberg. Sopra alle quali si trovano le unità delle falde delle Prealpi mediane (Pennidico medio del Stanserhorn e dell'Arvigrat), rispettivamente il flysch della falda Schlieren (Pennidico superiore). Tutte queste unità sono separate dalle unità elvetiche sottostanti attraverso il melange di Sörenberg.

Nella parte nord-occidentale della carta, le scaglie della Molassa subalpina racchiudono sedimenti della Molassa marina inferiore (UMM) e della Molassa d'acqua dolce inferiore (USM). La scaglia settentrionale della Höhronen è costituita di Molassa «granitica» dell'USM. La scaglia della Hilfern si compone di UMM e puddinghe (USM) che raggiungono talvolta grandi spessori. A sud segue direttamente il Flysch subalpino, proveniente dal dominio sud-elvetico. La serie elvetica comprende sedimenti cretaci e paleogenici e si trova nella catena periferica, elemento morfologico prominente che forma un contrafforte nella parte nord del foglio, a ovest e a est del Lago dei Quattro Cantoni. Sul Pilatus, questa serie presenta molte scaglie e pieghe, mentre su Bürgenstock e Mueterschwanderberg si osservano pieghe più ampie. Una peculiarità del foglio Alpnach risiede nell'estrema diversità dei depositi elvetiche di età paleogene che ricoprono quasi la totalità della successione eocenica a nummuliti delle unità dell'antico margine nord del bacino di avampese nord-elvetico. Molte formazioni e membri sono definiti sul territorio del foglio. Tra l'Elvetico e il Pennidico s'intercala il melange di Sörenberg, un «wildflysch» con blocchi e pacchetti di roccia provenienti dalle unità sottostanti. La falda delle Prealpi mediane (Pennidico medio) nella regione del Stanserhorn-Arvigrat a est e sud-est del foglio è costituita da una successione di depositi mesozoici (Triassico – Primo Cretacico). La potenza della serie sedimentaria del flysch della falda Schlieren (Pennidico superiore) nella parte occidentale del foglio offre uno sguardo eccezionale sulla storia sedimentaria di un margine continentale attivo durante il Tardo Cretacico e il primo Paleogene.

Durante l'ultima glaciazione il braccio del Brünig del ghiacciaio dell'Aar avanzava verso nord nella valle del Sarner Aa e confluiva col ghiacciaio di Engelberg nei dintorni di Stans, come testimoniano numerosi valli moreniche; depositi d'interramento nella regione del Drachenried documentano le fasi più recenti del ritiro glaciale. Ghiacciai locali hanno marcato il paesaggio a nord della catena periferica e nel settore di Schlieren. Grandi masse in scivolamento e scoscendimento sono presenti, principalmente nella regione del Stanserhorn-Arvigrat, nella quale si trova anche l'imponente deposito di frana del Kernwald.

SUMMARY

Map sheet Alpnach of the Geological Atlas of Switzerland 1:25 000 represents a region of great geological diversity and includes a number of traditional sites of classical geological research such as Pilatus, Bürgenstock und Stanserhorn. Tectonic units include, from base to top, thrust sheets of the subalpine Molasse, subalpine Flysch and the Helvetic Drusberg nappe. Above follow the Mid-Penninic Klippen nappe at Stanserhorn and Arvigrat, as well as the Upper Penninic Schlieren nappe, both of which separated from the Helvetic nappe by the Sörenberg melange.

The subalpine thrust sheets in the northwestern map area consist of rocks from the Lower Marine Molasse (UMM) and Lower Freshwater Molasse (USM). The northern Höhrnen thrust sheet contains «granitic» USM, the Hilfern thrust sheet is made up of UMM and thick, partly conglomeratic USM. Subalpine Flysch of South-Helvetic origin follows to the south. The Helvetic succession is composed of Cretaceous and Paleogene sediments and forms a steep east-west trending morphological ridge to both sides of Lake Lucerne, the border chain (Randkette). The Helvetic sediments are thrust and folded at the Pilatus, while the sediment pile is more openly folded at the Bürgenstock and Mueterschwanderberg. A special feature of map sheet Alpnach is the great diversity of the Helvetic Paleogene deposits – numerous type localities are defined here – comprising nearly the entire succession of Eocene nummulite bearing units of the northern margin of the North-Helvetic foreland basin. The Sörenberg melange, positioned between Helvetic and Penninic nappes, is a «Wildflysch» incorporating numerous blocks and sediment packages from the tectonic units below and above. The Mid-Penninic Klippen nappe in the Stanserhorn–Arvigrat region in the eastern and southeastern map sheet area is composed of mesozoic sediments (Triassic – early Cretaceous). The thick Flysch succession of the Upper Penninic in the west allows an excellent insight into the depositional history of an active continent margin during late Cretaceous to early Paleogene.

During the last glaciation the Brünig branch of the Aare glacier advanced through the Sarner Aa valley towards north to meet the Engelberg glacier in the region of present-day Stans, as indicated by moraine ridges; its retreat is documented in the Dranchenried by aggradation deposits. Local glaciers have strongly affected the area north of the border chain and the Schlieren region. In the Stanserhorn–Arvigrat region mass deposits at larger scale are found, as well as the rock slide mass of the Kernwald.

EINFÜHRUNG

Das Gebiet des Atlasblattes Alpnach umfasst den nördlichen Alpenrand der Zentralschweiz südlich von Luzern. Die Landschaft ist einerseits geprägt vom Südweststrand des Vierwaldstättersees bei Hergiswil und dem Alpnachersee, deren Seespiegel mit 434 m ü.M. das tiefstgelegene Gebiet bilden. Westlich der Seen quert die Randkette das Blattgebiet und erreicht mit dem Pilatus (2118 m ü.M.) seine grösste Höhe. Im Süden des Pilatus schliesst sich das stark bewaldete Schlierengebiet mit seiner höchsten Erhebung, dem Jänzi (1738 m ü.M.), an. Östlich des Tals der Sarner Aa mit den Orten Alpnach und Sarnen erheben sich der Mueterschwanderberg und die Klippe von Stanserhorn (1898 m ü.M.) und dem südlich anschliessenden Arvigrat, bevor das Engelbergertal das Blattgebiet östlich abschliesst. Im äussersten Nordosten, nördlich von Stans, bildet der Bürgenstock die östliche Fortsetzung der Randkette. Das Gebiet ist durch Bergbahnen (z.B. Pilatus, Bürgenstock, Stanserhorn) touristisch gut erschlossen und ermöglicht beste Einblicke in die Strukturen der Alpen und des Mittellands.

Blatt Alpnach umfasst verschiedene tektonische Einheiten, die von mehreren Autorinnen und Autoren bearbeitet wurden. A. Buxtorf hatte grosse Teile des Gebiets auf seiner Karte 1:50000 (BUXTORF et al. 1916) dargestellt und auch im Massstab 1:25000 Kartierungsgrundlagen im Helvetikum und in der Molasse bereitgestellt, die aber in diesem Bereich nie zu einer definitiven Karte geführt haben. Das Klippengebiet Stanserhorn–Arvigrat wurde durch CHRIST (1920) in einer detaillierten Karte dargestellt. Für die Darstellung des Schlieren-Flyschs zeichnet H. Schaub (unpubl. Karte z.H. schweiz. geol. Komm.) verantwortlich. Verschiedene Diplomarbeiten ergänzen das Wissen über einzelne Gebiete auf dem Atlasblatt (FISCHER 1983, GEBEL 1983, GRAF 1984, WANNER 1987, ESTOPPEY 1994, EGLI 1995, SCHIRMER 1998).

Geologischer Rahmen

Sechs grosstektonische Einheiten sind im Gebiet von Blatt Alpnach vertreten: Im Norden sind die südlichsten Schuppen der subalpinen Molasse mit Unterer Meeresmolasse und Unterer Süsswassermolasse (UMM, USM) aufgeschlossen. Gegen Süden schliesst sich eine Zone von subalpinem Flysch an. Zum Helvetikum zählen das Gebiet des Pilatus, der Mueterschwanderberg, der Bürgenstock sowie Gebiete auf der Westseite des Engelbergertals. Auf einem Paket von ultrahelvetischem Sörenberg-Melange ruhen im Westen des Kartengebiets der oberpenninische Schlieren-Flysch und im Südosten die mittelpenninische Klippe Stanserhorn–Arvigrat.

Erforschungsgeschichte

Molasse

Eine erste Beschreibung der Abfolge der subalpinen Molasse von der Rigi veröffentlichte KAUFMANN (1860). BAUMBERGER (1920, 1925) wies nach, dass die «granitische Molasse» jünger ist als der darüber liegende «rauchgraue Schiefermergel». Er konnte also mit einer Überschiebung eine aufgeschobene Zone von einer liegenden gefalteten Zone unterscheiden. Später haben vor allem A. Buxtorf, J. Kopp und L. Bendel detaillierte Profile beschrieben (BUXTORF et al. 1941), während sich J. Speck eingehend mit dem Geröllinhalt der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh («Weggiserschichten», SPECK 1953) auseinandergesetzt hat und eine Herkunft von den ostalpinen Decken nachweisen konnte. GASSER (1968) hat sich vor allem mit sedimentologischen Aspekten der subalpinen Molasse beschäftigt. Mithilfe von sedimentologischen und stömungsanalytischen Methoden konnte DIEM (1981, 1986) in der UMM sowohl Küstenlinien als auch die Ablagerungsbedingungen rekonstruieren. In der USM fand er, basierend auf den Sedimentstrukturen in den Sandsteinen, Hinweise auf mäandrierende Flüsse.

Subalpiner Flysch

Über die Entstehung des subalpinen Flyschs ist trotz seiner weiten Verbreitung wenig bekannt. BAYER (1982) erwägt, dass es sich ebenfalls um ein Melange s.l. (HSÜ 1974) handeln könnte, da verschiedene Einschlüsse sowohl auf eine süd- bis ultrahelvetische als auch auf eine mittelpenninische Herkunft hindeuten. Die Bildung nach heutiger Sicht wäre im südhelvetischen Raum zu suchen (HERB 1962).

Helvetikum

Im Helvetikum der Zentralschweiz setzte die Erforschung am Pilatus (Fig. 1) schon früh ein. Karl Niklaus Lang (1670–1741), Arzt in Luzern, erkannte als erster, dass die Fossilien auf dem Pilatus nicht durch die Sintflut hergeschwemmt waren, sondern fest im Fels drin stecken und folglich einst an Ort und Stelle gelebt haben mussten. Moritz Anton Kappeler (1685–1769) erkannte zudem, dass diese Felsen «vom Meerwasser aufgebaut worden sind und dass, was heute Gestein [...] einst als Schlamm bestanden hat» (s. AREGGER 1973).

Das grösste Verdienst in der Erforschung des Pilatus und seiner Umgebung kommt zweifellos F. J. Kaufmann zu. Sein Werk (KAUFMANN 1867) geht weit über die geologischen Beobachtungen hinaus, obschon diese natürlich den Hauptteil der Arbeit ausmachen, weshalb sie auch in den Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz publiziert wurde. Die Gesteinsabfolge, vor allem am Nordpilatus, wird genau beschrieben, aber auch die tektonischen Beobachtungen sind z.T. neu,



Fig. 1: Der Pilatus – berühmteste Erhebung der helvetischen Randkette und bereits früh Gegenstand geologischer Forschung. Die prominenten Gipfel sind, von links nach rechts, Matthorn, Esel und Klismenhorn. Blick vom Bürgenstock gegen Westen. Foto O. Kempf, 2013.

indem er drei Antiklinalen («Gewölbe») identifiziert. Die neuen Erkenntnisse im Deckenbau zu Beginn des letzten Jahrhunderts machten eine Anpassung auch an die Gegebenheiten im Pilatus erforderlich. A. Buxtorf, der sich dieser Aufgabe angenommen hatte, entdeckte als ältestes Schichtglied den Mergel der Kreidebasis (Vitznau-Mergel) sowie einen bedeutenden Fossilhorizont an der Basis des Helvetischen Kieselkalks (Gemsmättli-Bank). Mithilfe der darin gefundenen Ammoniten konnte er diesen glaukonitreichen Horizont ins späte Valanginien stellen. Seine Kartierung am Pilatus wie auch am Mueterschwanderberg bis ins Gebiet von Sarnen und Kerns bildete die Grundlage des vorliegenden Atlasblattes. 1924 fasste er seine Erkenntnisse über den Pilatus in einem kurzen, gut illustrierten Artikel anlässlich der 105. Jahresversammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft zusammen. Bereits 1916 publizierte die Schweizerische Geologische Kommission seine «Geologische Karte des Vierwaldstättersees 1:50000», die er mit vielen andern Geologen erarbeitet hatte (BUXTORF et al. 1916, BUXTORF 1924).

Ausser A. Buxtorf haben sich F. Roesli (unpubl. Daten) und GEBEL (1983) mit dem Mueterschwanderberg befasst. WANNER (1987) schrieb eine ausführliche Diplomarbeit über den Bürgenstock, und GÜBELI (1994) studierte die helvetischen Anteile des Engelbergertals im Rahmen von Untersuchungen der Nagra im Gebiet Wellenberg.

Sörenberg-Melange

Der Begriff Sörenberg-Melange wurde in der Dissertation von BAYER (1982) erstmals gebraucht. GIGON (1952) und GEIGER (1956) hatten mehrere Profile im «Wildflysch der Habkernzone» im Liegenden der Klippen-Decke der Zentralschweiz sehr detailliert untersucht und die komplizierten Verhältnisse dargestellt. A. Bayer hat das Studium des Melanges vom Thunersee bis in die Zentralschweiz räumlich ausgedehnt und dabei verschiedene Melange-Typen unterschieden, wobei sowohl Lithologien aus dem Liegenden des Schlieren-Flyschs als auch jene aus der Klippenunterlage dem Sörenberg-Melange (als Teil des Habkern-Melanges) zugeordnet wurden (BAYER 1982).

Klippen-Decke

Die ersten Arbeiten im Gebiet des Stanserhorns stehen in Zusammenhang mit den Aufnahmen für die Geologische Karte der Schweiz 1:100000. KAUFMANN (1875) fand dabei fünf Gebirgszüge, die sich von der Umgebung durch ihre mehrheitlich jurassische Stratigraphie unterscheiden (Mythen, Buochserhorn, Stanserhorn, Enzimattberg [heute: Alpoglerberg NW Giswil] und Rotspitz). STUTZ (1879) konnte das triassische Alter der liegenden Gips- und Rauwackevorkommen nachweisen. Der Arvigrat wurde in einer Arbeit von KAUFMANN (1886) mit einer genauen Beschreibung und einer Profilzeichnung dargestellt. Stratigraphische Angaben mit ausführlichen Fossilisten publizierte STUTZ (1890).

Tektonische Angaben zur Stellung der «exotischen» Gebirgspakete waren hingegen selten. Durch SCHARDT (1893) gelangten die Bertrand'schen Ideen der wurzellosen Deckenpakete in den Freiburger Préalpes zum Durchbruch. Dies führte auch zu Diskussionen über die Stellung der stratigraphisch ähnlichen Gebirgspakete in der Zentralschweiz. TOBLER (1899) studierte diese Einheiten im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission und konnte die Klippen einzelnen tektonischen Zonen zuordnen und mit solchen der Freiburger Préalpes vergleichen.

Nach der paläontologischen Neubearbeitung des von U. Stutz und A. Tobler gesammelten Materials durch SCHMIDT (1909, Rhät), TRAUTH (1908, Lias) und OPPENHEIMER (1908, Dogger und Malm) erfolgte eine komplette Neubearbeitung des Stanserhorn-Arvigratgebiets durch CHRIST (1920). Beigefügt war dieser Arbeit eine Karte im Massstab 1:25000, die für das vorliegende Atlasblatt die Grundlage bildete.

FELBER (1984) hat in seiner Dissertation dank neuer Fossilfunde die Dogger-Stratigraphie präzisiert und neue, lithostratigraphisch korrekte Namen eingeführt. Daneben sind auch seine Kapitel zur Sedimentgenese und Paläogeographie sehr wichtig. RAMSEYER (1977) publizierte eine detaillierte Karte des Arvigratgebiets und machte umfangreiche mikrofazielle Studien der Gesteine.

Eine gute Übersicht über das Stanserhorngebiet findet sich im Geologischen Führer der Schweiz (CHRIST 1934).

Schlieren-Decke

Die folgenden Bemerkungen beruhen vor allem auf den Darstellungen in WINKLER (1983). STUDER (1853) erwähnt als erster eine durchgehende Flyschzone zwischen Voirons und der Zentralschweiz, und KAUFMANN (1886) hat die ersten detaillierten Aufnahmen im Schlieren-Flysch durchgeführt. Ohne Fossilfunde glaubte er damals noch im «Wildflysch» eine stratigraphische Fortsetzung der priabonen helvetischen Schichten (Stad-Mergel) zu sehen. Darüber folgte dann ebenfalls im stratigraphischen Verband der Schlieren-Flysch. SARASIN (1892, 1894) versuchte die Herkunft der kristallinen Gerölle in der «Habkernzone» zu ergründen. Durch die Resultate von SCHARDT (1893) in den Préalpes romandes, die deren allochthonen Ursprung zeigten, sowie erste Datierungen im Wildflysch (BUXTORF 1908, BECK 1912) ergab sich eine neue, vom Helvetikum unabhängige Decke. SCHIDER (1913) und MOLLET (1921) trennten den heutigen Schlieren-Flysch stratigraphisch vom Wildflysch. HEIM (1920) positionierte beide Decken paläogeographisch im ultrahelvetischen Bereich, eine Ansicht, die lange Bestand hatte und für das Sörenberg-Melange auch heute noch gilt.

TERCIER (1928) deutete die Sedimentation des Gurnigel-Flyschs (westliche Fortsetzung des Schlieren-Flyschs) als Ablagerung in einer orogenen Vortiefe und schrieb auch die chaotischen Verhältnisse im Wildflysch orogenen Phasen zu. Erst LEUPOLD (1943) konnte aufgrund neuerer biostratigraphischer Daten den Schlieren-Flysch tektonisch vom Wildflysch trennen. Die durchgehende Stratigraphie im Schlieren-Flysch sowie dessen Kleinzyklizität erkannten VONDERSCHMITT & SCHAUB (1944) und SCHAUB (1951). Die sedimentologische Deutung der Ablagerungen im Schlieren-Flysch erhielt neue Impulse durch den Nachweis der turbiditischen Entstehung der Kleinzyklen durch KUENEN & MIGLIORINI (1950) sowie CAROZZI (1952). Darauf basierend wurden durch HSÜ (1960) Stömungsrichtungen gemessen, und SCHÜPBACH & MOREL (1974) ordneten Gurnigel- und Schlieren-Flysch in ein Tiefseefächermodell ein.

TERCIER (1925), später auch H. Schaub (in FRÖHLICHER et al. 1951) und dann insbesondere die Freiburger Schule (CARON 1972, 1976, KAPellos 1973, HOMEWOOD 1974) brachten Zweifel an der ultrahelvetischen Herkunft des Gurnigel-Flyschs an. Vor allem tektonische Gründe legten eine südlichere Herkunft (Südpenninikum) nahe, was natürlich auch den Schlieren-Flysch betreffen würde.

Diese Problematik wird eingehend bei TRÜMPY (2006, S. 94ff.) diskutiert, der sich letztendlich für eine nordpenninische Herkunft entscheidet, wohl wissend, dass damit einige Probleme, insbesondere in den Préalpes, nicht gelöst werden. Andere Autoren (WINKLER 1984a, CARON et al. 1989, BÜTLER et al. 2011) sprechen sich aus sedimentanalytischen und tektonostratigraphischen Überlegungen für die süd-penninische Variante aus. PFIFFNER (2009, S. 306) zeigt eine tektonische Lösung für das Südpenninikum. Diese Lösung wird auch im vorliegenden Kartenblatt übernommen.

STRATIGRAPHIE

MOLASSEBECKEN

SUBALPINE MOLASSE

HÖHRONEN-SCHUPPE

Untere Süsswassermolasse (USM)

o₃-m₁ Formation der Granitischen Molasse (Chattien–Aquitainen)

Die «Granitische Molasse» hat ihren Namen wegen des hohen Anteils an roten Feldspäten im Sandstein (KOPP 1962). Sie kommt nur in der nordwestlichen Ecke des Blattgebiets vor. Dominierend sind graue und rötliche Sandsteinbänke wechsellagernd mit gleich gefärbtem Mergel und Kalkmergel. Bunte Nagelfluhbänke sind zwischengelagert. Diese bestehen aus roten und grünen Graniten, Quarzporphyren, Kalken und Hornstein (KOPP 1962). Herkunft dieser Gerölle sind ostalpine Decken, die bereits bis auf ihre kristallinen Kerne erodiert waren. Als Sedimentationsgebiet müssen wir uns eine relativ flache, von sandigen, teils kiesigen Flussrinnen durchzogene Überschwemmungsebene vorstellen. Gemäss KOPP (1962) kommen in der Nähe von Horw (Atlasblatt 28 Luzern) auch Kohleschmitzen vor, die auf verlandeten Seen und Sümpfe hinweisen. Magnetostratigraphische Untersuchungen von SCHLUNEGGER et al. (1996, 1997) implizieren hier ein Alter von 24–20 Ma.

HILFERN-SCHUPPE (INKL. HORNBÜEL-SCHUPPENZONE)

Untere Meeresmolasse (UMM)

o_{2G} Grisigen-Mergel (Rupélien)

Der Grisigen-Mergel (Grisigermergel, BUXTORF et al. 1941) bildet ein bis zu 200 m mächtiges Paket von grauem Mergel, der gegen oben Silt- oder Feinsandsteinbänkchen aufnimmt. DIEM (1981, 1986) konnte darin verschiedene Sedimentstrukturen wie Schrägschichtung, Bioturbation und Rippelmarken beobachten, woraus er eine etwa E–W verlaufende Küstenlinie rekonstruieren konnte. Ebenso fand er Tempestite, die ablandig transportiert wurden. Mit Ausnahme der Ostrakoden, die auf Rupélien hinweisen, sind die übrigen Fossilien (Fischreste, Rochen-Eikapseln, Cardien, Pflanzenreste) nicht für genauere Altersbestimmungen verwendbar.

Die Sedimentation fand in ruhigem Wasser bei z.T. brackischen Verhältnissen statt. Gegen oben deuten zunehmende Sandeinlagerungen auf stärkeren Einfluss vom nahen Land vor einer progradierenden Küste und auf Abnahme der

Sedimentationstiefe. Im Gebiet südlich von Schindlemöser (Koord. 2657.500/1205.500) konnte DIEM (1981) etwa 80 m Grisigen-Mergel nachweisen. Magnetostratigraphische Arbeiten (SCHLUNEGGER et al. 1996, 1997) weisen auf ein Alter von ca. 30 Ma.

0_{2H} Horw-Sandstein (Rupélien)

Der Horw-Sandstein bildet das Hangende des Grisigen-Mergels. Ursprünglich umfassten die «Horwerschichten» sowohl Grisigen-Mergel als auch Horw-Sandstein (BAUMBERGER 1925). Bei DIEM (1981) wird der Begriff «Horwerplatten» verwendet. Die von ihm untersuchten Profile im Nordwesten des Kartengebiets enthalten je ungefähr 10 m Sandstein und lagenweise Konglomerat. Parallellamination, Schrägschichtung, Rippelmarken und Bioturbation sind auch hier wichtige sedimentologische Merkmale. Sie deuten gegenüber dem Grisigen-Mergel auf höhere Strömungsgeschwindigkeiten sowie auf eine wellendominierte Küste hin. Es handelt sich noch immer um marine, aber küstennahe Ablagerungen, wie verschiedene Muschelgattungen belegen (Cardien, Cyrenen). Bei den obersten Lagen mit Konglomeraten handelt es sich vermutlich bereits um fluviatile Ablagerungen (DIEM 1981).

Untere Süsswassermolasse (USM)

0₂₋₃ Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (Rupélien-Chattien)

Über dem Horw-Sandstein setzt eine mächtige Abfolge von rötlichem und grüngrauem Mergel ein, die gegen oben durch Sandstein und vor allem durch mächtige Konglomeratlagen abgelöst wird. Früher wurde diese Einheit als «Weggiserschichten» (z.B. KOPP 1962) bezeichnet. Da aber die gleichaltrige Einheit am Rigi aus dem Rigi-Schuttfächer stammt, zeigen sich doch petrographische Unterschiede. Der ehemals ebenfalls gebräuchliche Ausdruck «fluvioterrestrisches Stampien» entspricht nicht den Regeln der lithostratigraphischen Nomenklatur. Deshalb wird hier der Name Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (GASSER 1968) verwendet. Die Zusammensetzung der Gerölle der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh entspricht einer Kalknagelfluh mit einem sedimentären Geröllspektrum aus verschiedenen Kalken, Dolomiten, Kieselkalken und Sandsteinen sowie gelegentlich auftretendem Granit (BUXTORF et al. 1941, SPECK 1953, KOPP 1962). An Fossilien wurden Palmwedel und Gastropoden gefunden (DIEM 1981), ausserdem kann man auch Abdrücke von Regentropfen beobachten. Die gegen oben immer häufigeren und mächtigeren Konglomeratbänke dokumentieren ein nordwärts ins Vorlandbecken progradierendes alluviales Schuttfächersystem (GASSER 1968). Im Gebiet Studberg-Regenflüeli bilden die mächtigen Konglomeratbänke eine vor allem von Westen schön erkennbare Synklinale (vgl. Kapitel Tektonik, S. 63f.).

Im Gebiet des Eigentals am nordwestlichen Kartengebietsrand zeigt sich die oben beschriebene Molasseabfolge in ihrer typischen Ausbildung: Im Norden der beiden Profile (Fig.2) sind USM-Schichten der Formation der Granitischen Molasse aufgeschlossen. Sie bestehen vorzugsweise aus weichem Sandstein im Wechsel mit buntem Mergel und einzelnen Kalkmergellagen sowie Bänken von bunter Nagelfluh (KOPP 1962). Die USM wird mit tektonischem Kontakt überlagert von einem schmalen Band der Hornbühl-Schuppenzone (v.a. UMM), gefolgt von einer durchgehenden Abfolge von UMM und USM der Hilfern-Schuppe, die sich, von unten nach oben, wie folgt zusammensetzt:

- Grisigen-Mergel (UMM; «untere Horwerschichten» sensu BUXTORF et al. 1941), ca. 180 m mächtige Silt- und Feinsandsteinabfolge mit gelegentlich auftretenden Sandsteinbänken, abgelagert im tieferen Wasser des Vorstrands oder im offenen Meer,
- Horw-Sandstein (UMM; «mittlere Horwerschichten» sensu BUXTORF et al. 1941), ca. 30 m mächtige Abfolge von typischerweise grauen plattigen Sandsteinbänken eines ehemaligen Strandbereichs,
- Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (USM), insgesamt über 1000 m mächtig, mit folgenden Abschnitten:
 - basale, ca. 100 m mächtige, meist grau bis rotbraun gefärbte Abfolge von Tonstein und Mergel sowie erste Einschaltungen von Sandstein- und Konglomeratbänken («obere Horwerschichten» sensu BUXTORF et al. 1941),
 - ca. 240 m mächtige Abfolge von überwiegend rotbraunem, stellenweise auch grünem Mergel (Typ Molasse rouge) mit gelegentlichen Kalkkonkretionen (Caliche),
 - Wechselfolge, ca. 290 m mächtig, von Konglomerat- und Sandsteinbänken mit buntem Mergel,
 - massige, ca. 420 m mächtige Abfolge von überwiegend Konglomeratbänken bis zum Gipfel des Regenflüeli (Schwarzflühli bei BUXTORF et al. 1941).

HELVETIKUM

SUBALPINE FLYSCH-ZONE

Die subalpine Flysch-Zone schaltet sich als ca 1 km breiter Streifen zwischen der Molasse und den darüber liegenden helvetischen Decken ein (PIFFNER 1986). Sie wird aus Gesteinen südhelvetischer Herkunft aufgebaut (HERB 1962).

f_R Südhelvetischer Flysch (? spätes Eozän)

In den wenigen Aufschlüssen dieser Einheit beobachtet man meist beige anwitternden, siltig-feinsandigen Mergel, der stark verfault ist. In den Sandsteinbänken lässt sich oft eine leichte Gradierung feststellen, sodass die Schichtlage-

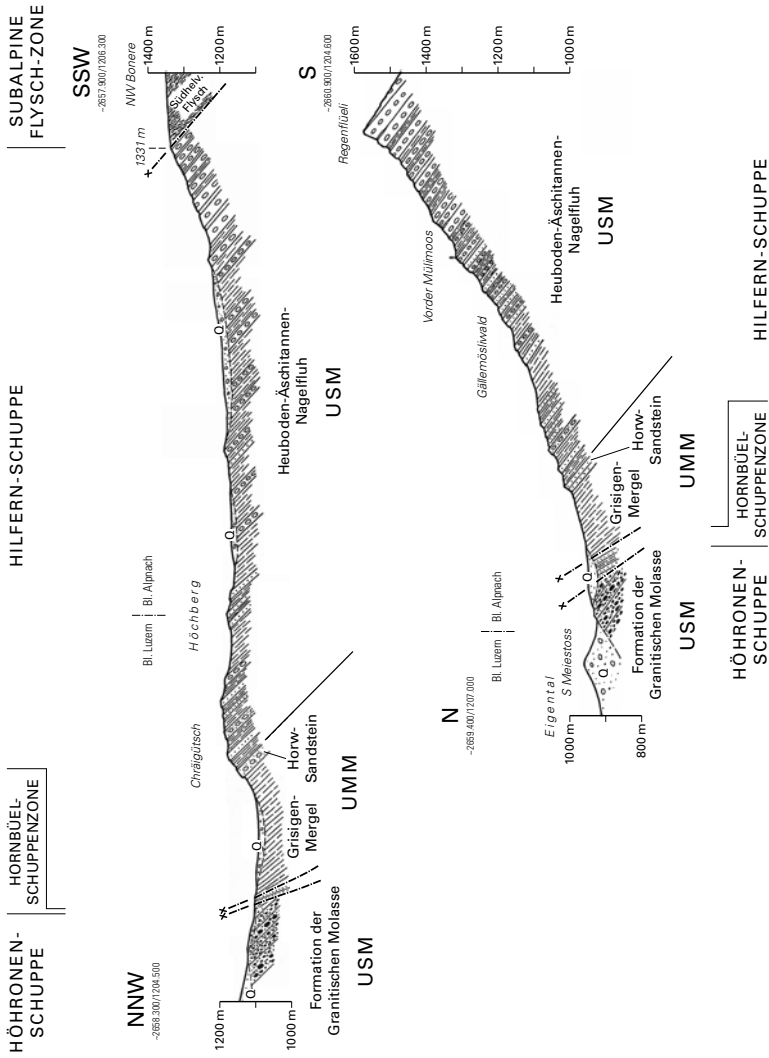


Fig. 2: Profile durch die subalpine Molasse (UMM und USM) im Gebiet des Eigentals, leicht verändert nach Buxtorf et al. (1941, Taf. IX, Profile 4, 5). Q = Quartäre Lockergesteine.



Fig. 3: Parallellaminierter Sandstein mit interner Rippeloberfläche (Bildmitte) in siltigem Mergel. Aufschluss von südhelvetischem Flyschsandstein der subalpinen Flysch-Zone am Trochemattsattel, Koord. 2656.650/1203.280. Bildbreite ist ca. 1 m. Foto O. Kempf, 2013.

rung lokal erkannt werden kann. Aus benachbarten Gebieten wurden Einschlüsse verschiedenster Gesteinstypen beschrieben, die sowohl vom Mittelpenninikum (Kieselkalke, Leimern-Kalk) als auch vom südlichen Helvetikum (Wang-Kalk, «Lithothamnienkalke») stammen. Im Gebiet des Kartenblattes wurden keine solchen Einschlüsse beschrieben. Einfach zu beobachten ist diese Einheit direkt südlich der Seilbahnstation Fräkmüntegg (Koord. 2661.800/1204.600), aber auch im Gebiet des Trochemattsattels (2656.700/1203.300, Fig. 3) sind die Gesteine gut aufgeschlossen.

DRUSBERG-DECKE

Helvetische Einheiten treten sowohl in der Randkette (Pilatus, Bürgenstock) als auch am Mueterschwanderberg und im Engelbergertal auf. Es handelt sich ausschliesslich um Einheiten von Kreide- und Paläogen-Alter.

Kreide

c_{2v} **Vitznau-Mergel** (Valanginien)

In der Karte 1:50000 des Vierwaldstättersees von BUXTORF et al. (1916) wird dieser gelbliche Mergel und Mergelkalk als «Valanginienmergel» bezeichnet. BURGER & STRASSER (1981) schufen den nomenklatorisch korrekteren Namen Vitznau-Mergel (Typusprofil auf Atlasblatt 116 Rigi).

Die Mächtigkeit dieser Einheit ist nicht bestimmbar. Sie bildet die tektonische Grenze zu den liegenden Einheiten und ist wegen ihrer Plastizität meist stark deformiert. So tritt sie nördlich des Pilatus-Hauptkamms an den Überschiebungsgrenzen zum subalpinen Flysch auf, aber auch innerhalb der Schuppen jeweils an der Basis oder als Antiklinalkern. Südlich des Hauptkamms bildet sie den Kern des Matthorngewölbes (BUXTORF 1924).

Eine Wechsellagerung von dm-mächtigen Kalkbänken (Biomikrit) und siltigem Mergel ist oft charakteristisch. Die fossilreicheren Anteile im unteren Teil des Typusprofils (BURGER & STRASSER 1981) fehlen am Pilatus. Siltige bis feinsandige Schüttungen (BURGER 1986) sind selten. Das Ablagerungsmilieu war flach subtidal.

c_{2B} **Betlis-Kalk** (Valanginien)

Der Betlis-Kalk ist hier geringmächtig (max. 10m) und vor allem im Norden vertreten (vgl. HEIM & BAUMBERGER 1933). Südlich nimmt die Mächtigkeit ab und oft ist kein Kalk mehr zwischen dem liegenden Vitznau-Mergel und dem Helvetischen Kieselkalk zu beobachten. Zwischen der Erstpublikation durch HEIM & BAUMBERGER (1933) und der Wiedereinführung des Namens durch STRASSER (1979) wurde die Einheit meist als «Valanginienkalk» bezeichnet (vgl. BURGER & STRASSER 1981).

Der gelbgrau anwitternde, im Bruch bräunlich-graue leicht spätiige Kalk zeigt vor allem im Norden im oberen Teil oft Wühlspuren, die gelegentlich mit glaukonitischem Material gefüllt sind (FUNK 1971). Mikrofaziell handelt es sich um Bio-Pelsparit bis Bio-Pelmikrit (STRASSER 1982). Lagige Silixknollen treten ab und zu auf. Grobe Quarzsandkörner, wie sie in anderen Gebieten für den obersten Teil der Betlis-Formation typisch sind (Pygurus-Member), fehlen hier völlig. Die Sedimentation erfolgte in einem flachen, vermutlich durch synsedimentäre Brüche gegliederten Schelfgebiet (STRASSER 1979).

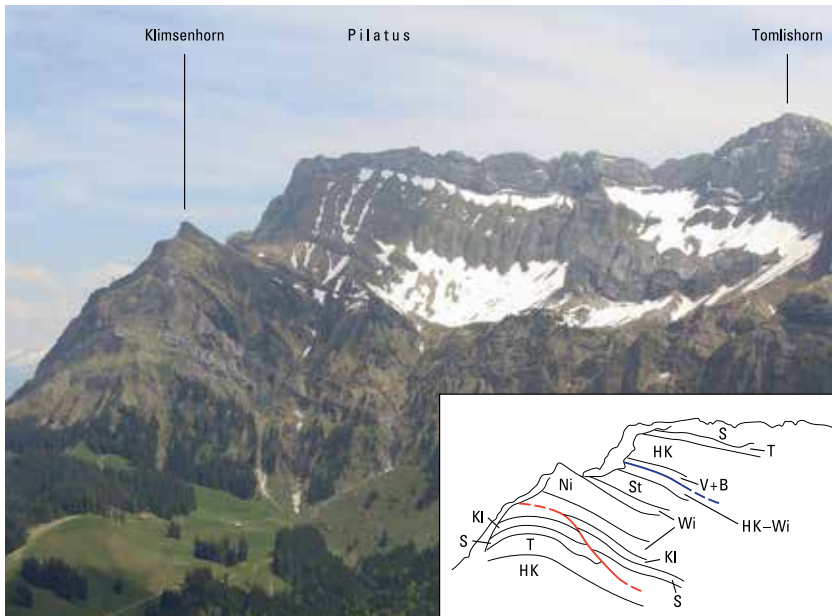


Fig. 4: Nordflanke der helvetischen Randkette mit Klimeshorn, Pilatus und Tomlishorn (v.l. n.r.). Die Kreideabfolge reicht vom Vitznau-Mergel bis zur Schrattenkalk-Formation (helle massige Wandpartien), überlagert von einer eozänen Abfolge von Klimeshorn- bis Stad-Formation. Schlüssel für die Profilskizze: V = Vitznau-Mergel, B = Betlis-Kalk, HK = Helvetischer Kieselkalk, T = Tierwis-Formation, S = Schrattenkalk-Formation, Kl = Klimeshorn-Formation, Wi = Wildstrubel-Formation, Ni = Niederhorn-Formation, St = Stad-Formation. Foto O. Kempf, 2013.

c₃ Helvetischer Kieselkalk (Hauterivien)

Der Helvetische Kieselkalk (FUNK 1971) beginnt im Typusprofil zwischen Klimesensattel und Pilatus (Koord. 2661.795/1203.550; Fig. 4) mit der *Gemsmättli-Bank*, einem Kondensationshorizont (Gemsmättlischicht bei BUXTORF 1924). In dieser glaukonitreichen, sandig-kalkigen Bank konnten von verschiedenen Autoren Fossilien des Valanginiens und des Hauteriviens bestimmt werden. An der Basis findet sich ein eigentlicher Fossilhorizont mit Seeigeln, Ammoniten, Belemniten und Brachiopoden (HEIM & BAUMBERGER 1933). RENZ (1974) konnte in mehreren Ammoniten-Steinkernen feste Erdölbitumina (Epi-Impsonit und Albertit oder Grahamit) feststellen, die sich aus dem organischen Material der Gehäusebewohner durch Thermometamorphose gebildet haben.

Einige Meter mergelig-sandigen Kieselkalks bilden den folgenden Abschnitt im Typusprofil. Der eigentliche Hauptteil der Formation besteht aus einer Wechsellagerung von dm-mächtigen bioturbirten Kalkbänken und einige cm-dicken tonig-mergeligeren Zwischenlagen («Mäuerchenkalk»). Beide Gesteinstypen sind verkieselt, was ihnen eine grosse Festigkeit gibt (z.B. Abbau für Bahnschotter beim Rotzloch am Alpnachersee sowie bei Ober-Rüti südwestlich davon; vgl. Abschnitt Rohstoffe, S. 72). Gegen oben nimmt die Mächtigkeit der Kalkbänke zu (thickening upward), und auch die Korngrösse, insbesondere der Echinodermenbruchstücke, wächst. Es bildet sich eine eigentliche Echinodermenbrekzie. Nun folgt ein Meter mit glaukonitreicher, z.T. mergeliger Lithologie, die dem *Lidernen-Member* entspricht (auf der Karte nicht ausgeschieden). Darüber wiederholt sich die bekannte Wechsellagerung, die durch eine sandige und sehr grobspätige Echinodermenbrekzie abgeschlossen wird. Diese wird auf der Karte lokal separat als *Kieselkalk-Echinodermenbrekzie* (rote Punktlinie) ausgeschieden. Die Oberfläche der Formation ist oft durch Organismen angebohrt, wobei die Bohrlöcher durch Sedimente des hangenden Altmann-Members gefüllt sind. Die gesamte Mächtigkeit der Formation im Typusprofil beträgt 124 m, wovon 16,5 m auf die Kieselkalk-Echinodermenbrekzie entfallen. Im Engelbergertal ist die Untergrenze im Bereich des Atlasblattes nicht aufgeschlossen, die Mächtigkeit der Formation erreicht aber sicher über 200 m (GÜBELI 1994). An der bräunlichen Anwitterungsfarbe (verwitterter Pyrit und Glaukonit) ist die Einheit gut erkennbar.

Makrofossilien sind selten, vor allem Seeigel können gelegentlich gefunden werden. Mikrofaziell handelt es sich um einen kieseligen Spongien-Biomikrit, im obersten Teil um einen Crinoiden-Echiniden-Biosparit. Die beiden Abschnitte bilden Teile der «zyklischen» Abfolgen der helvetischen Kreide (FICHTER 1933, H. Funk in BAYER et al. 1983).

Die Ablagerungstiefe dürfte im nördlichen Pilatusgebiet um die 50–100 m betragen haben, im Engelbergertal über 100 m.

c₄ **Tierwis-Formation** (Hauterivien–Barrémien)

Die Tierwis-Formation umfasst das Altmann- und das Drusberg-Member. Beide Einheiten sind auf Atlasblatt Alpnach gut ausgebildet, jedoch nicht unterschieden.

Das *Altmann-Member* (spätes Hauterivien – frühes Barrémien) wurde erstmals von KAUFMANN (1867) nach einem Vorschlag von A. Escher als «Altmanschichten» eingeführt, nach einem Vorkommen am Altmann im Alpstein (s.a. FUNK 1969, BODIN 2006). Am Weg zwischen Klimsensattel und Pilatus beträgt die Mächtigkeit etwa 6 m. Es handelt sich um dunkelbeige anwitternden, Glaukonit führenden Mergel und spätigen, dunkelbraun anwitternden, glaukonitischen Kalk. Quarzsand ist stets vorhanden. Wegen ihrer geringen Mächtigkeit wird die Einheit nicht ausgeschieden. An Fossilien sind aus dem Blattgebiet vor allem Nautiliden

(WANNER 1987), aber auch einige Ammoniten und Belemniten (KAUFMANN 1867) beschrieben.

Im hangenden *Drusberg-Member* (Barrémien) finden wir eine mächtige Wechsellagerung von dunkelbeigem Mergel und gelblich anwitterndem, meist knolligem Mergelkalk. Die Einheit wurde von A. Escher in MAYER-EYMAR (1867) als «Couches du Drusberg» bezeichnet. Ihre Mächtigkeit ist im Gebiet des Pilatus meist tektonisch reduziert. Im relativ ungestörten Profil bei Acheregg WSW Stansstad erreicht die Einheit eine Mächtigkeit von etwa 60 m. Weiter im Süden, in der Drusberg-Decke des Engelbergertals, steigt die Mächtigkeit auf gegen 200 m (GÜBELI 1994), wobei der Mergelanteil gegenüber dem Kalkanteil erhöht ist. Es sind Ablagerungen des tieferen Schelfs.

Typisch sind an der Oberfläche als rostbraune Flecken sichtbare Pyritkonkretionen, die gelegentlich aber auch nur ausgewaschene Vertiefungen im Gestein hinterlassen. Im oberen Teil ist oft schrattenkalkartiger Flachwasserkalk eingeschaltet (z.B. die «Übergangsschichten» in STEINHAUSER 1981, Fig. 10), der als Resediment auf das Progradieren der Karbonatplattform gegen Südosten hindeutet (Fig. 5).

An Fossilien fallen vor allem im nördlichen Gebiet Austern, Echiniden und Brachiopoden auf, seltener findet man vereinzelte Ammoniten und Belemniten.

c₄₋₅ **Schrattenkalk-Formation (Barrémien–Aptien)**

Der Begriff «Schrattenkalk» wurde von STUDER (1834) eingeführt und nach der Schratteflue im Entlebuch benannt. Die Ausbildung dieser Einheit ist im Gebiet von Atlasblatt Alpnach sehr unterschiedlich. Generell wird die Formation durch das mergelreichere Rawil-Member zweigeteilt.

Der untere Teil der Schrattenkalk-Formation ist im gesamten Pilatusgebiet vorhanden. Im Norden, allerdings nur in geringer Mächtigkeit, wird er von der mitteleozänen Klismenhorn-Formation überlagert; die Erosions- und Sedimentationslücke dauert hier vom späten Barrémien bis ins späte Lutétien (HERB 1988, MENKVELD-GFELLER 1997; Fig. 5).

Im Gebiet des Pilatusgipfels sind bereits auch das Rawil-Member und einige Meter des oberen Teils der Schrattenkalk-Formation anstehend, die von der spät-eozänen Wildstrubel-Formation überlagert werden. Am Ufer des Alpnachersees liegen noch glaukonitischer Sandstein und knolliger Kalk der Garschella-Formation über dem oberen Teil der Schrattenkalk-Formation, die wiederum von der Wildstrubel-Formation überlagert werden. Die zeitliche Lücke (spätes Aptien–Lutétien) ist somit in diesem Bereich um einiges kleiner.

Im Gebiet des Engelbergertals ist die Mächtigkeit der Schrattenkalk-Formation mit 20–40 m stark reduziert, eine Unterteilung durch das Rawil-Member kann nicht mehr gemacht werden (Fig. 5). Der untere Teil ist wohl vollständig durch die Fazies des Drusberg-Members (Mergel; Tierwis-Formation) ersetzt. Die Einschal-

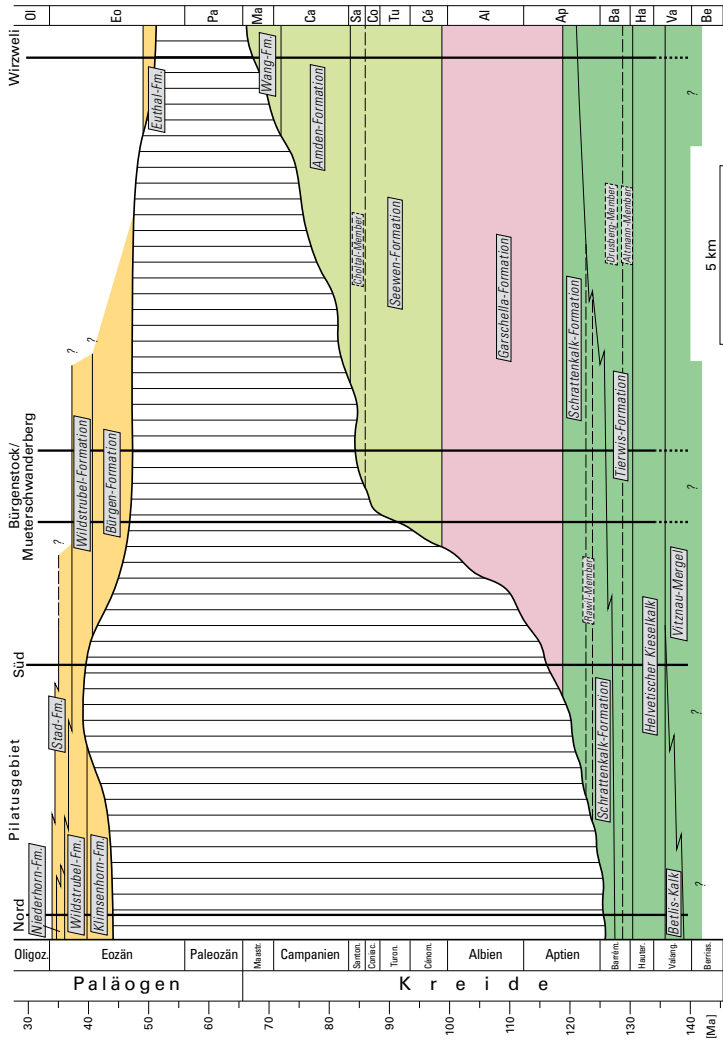


Fig. 5: Raum-Zeit-Diagramm der helvetischen Abfolgen (Kreide-Eozän) zwischen Pilatus (NW) und westlichem Engelbergertal (Wirtzweli, SE). Zeitangaben nach GRADSTEIN et al. (2012), Profilabwicklung nach FERRAZZINI & SCHÜLER (1979) und Taf. I. Beachte die Verringerung der Schichtstücke zwischen helvetischen Schelfsedimenten und den Ablagerungen des Vorlandbeckens von Nordwest nach Südost (vgl. Abschnitt Paläogen S. 28ff.).

tung von schrattenkalkähnlichen Bänken im Drusberg-Mergel zeigt auch hier das Progradieren der Schrattenkalk-Plattform über ihr gegen Südosten vorgelagertes Becken an.

c_{4U} *«Unterer Schrattenkalk» (Barrémien)*

In vollständiger Entwicklung etwa 60–80 m mächtig, besteht der hellgraue Kalk aus Ablagerungen eines untiefen Meers mit vielen Kleinorganismen (Foraminiferen, Grünalgen), aber auch Bruchstücken von Muscheln und Echinodermen. Ooide sind in einzelnen Lagen dominierend. Die Grundmasse ist meist sparitisch, was auf bewegtes Wasser hindeutet, aber auch mikritische Anteile mit denselben Organismen sind vorhanden. An Makrofossilien sind vor allem Muscheln zu beobachten.

c_{5R} *Rawil-Member (frühes Aptien)*

Das Rawil-Member (SCHENK 1992, FÖLLMI et al. 2007) ist besonders im Profil an der Hellegg (Koord. 2667.900/1203.100) gut ausgebildet und dort nahezu 20 m mächtig. Die Wechsellagerung von Kalkbänken und dunkelgrauem Mergel enthält oft Seeigel und insbesondere Orbitolinen (Foraminiferen) von mehreren mm Durchmesser, woher der alte Name «untere Orbitolinenschichten» stammt.

GRAF (1984) beschreibt aus dem Gebiet der Musflue (Koord. ca. 2660/1201) eine bis zu 2 m mächtige, aus reinem Quarzsandstein bestehende Bank. Ungeklärt ist die Frage nach der Herkunft dieses Quarzsands. Auch dolomitische Einschaltungen sind nicht selten. Kohlige Wurzelböden im Dach des Rawil-Members (A. Matter in BAYER et al. 1983) deuten eine Verlandung an. Dies wäre der Abschluss einer regressiven Sequenz, die mit dem Altmann-Member begann und dann in sukzessive flacher werdendem Milieu abgelagerte Einheiten umfasst.

c_{5U} *«Oberer Schrattenkalk» (Aptien)*

Der obere Teil der Schrattenkalk-Formation zeigt eine ähnliche Ausbildung wie der untere. Die Mächtigkeit ist etwas geringer und insbesondere das obere Drittel ist sehr reich an Makrofossilien: Lamellibranchier, Gastropoden, Korallen und Stromatoporen sind an der Strasse westlich der Hellegg am Lopper (Koord. 2667.900/1202.950) gut zu beobachten. Allerdings lassen sie sich nur schwer aus dem Gestein befreien. Basierend auf der Diplomarbeit von STEINHAUSER (1981) untersuchten MORYCOWA & DECROUEZ (2006) die Korallenfauna und entdeckten über 60 vor allem koloniebildende Formen. Daneben konnten aber auch Orbitoliniden bestimmt werden, die frühes Aptien-Alter belegen. Die Faunengesellschaft ist zu dieser Zeit europaweit in warmen Flachwassergebieten verbreitet.

c₆₋₈ **Garschella-Formation (Aptien–Cénomanien)**

Am Südrand des Pilatusgebiets, vor allem aber in den Gebieten Bürgenstock und Mueterschwanderberg liegt über dem Schrattenkalk dunkelbrauner glaukonit-

tischer Sandstein, sandiger bis siltiger spätiger Kalk und Kalkmergel sowie Knollenkalk der Garschella-Formation (FÖLLMI & OUWEHAND 1987). Die Gesamtmächtigkeit beträgt meist nur wenige Meter, trotzdem bildet sie eine markante Einheit zwischen dem hellgrauen Kalk der Schrattenkalk-Formation und dem beigen Mergel der Wildstrubel-Formation (südliches Pilatusgebiet) oder dem hellgrauen Kalk der Seewen-Formation (Mueterschwanderberg, Bürgenstock, Engelbergertal). Im Gebiet des Bürgenstocks erreicht die Einheit oft gegen 20 m, und verschiedene Untereinheiten konnten von WANNER (1987) gut auseinandergehalten werden. Er konnte vor allem aus dem Selun-Member gegen 150 Ammoniten bestimmen. Phasen normaler Sedimentation (Echinodermenspatkalk, Sandstein, Knollenkalk) wechseln mit sehr geringmächtigen glaukonitisch-sandigen, teilweise phosphorisierten Bänken, in denen eine reiche Ammonitenfauna auf einen langen Zeitraum der Bildung dieser Einheit hinweist (Mangelsedimentation). Das Brisi- und das Selun-Member lassen sich auch in den übrigen Gebieten unterscheiden (GEBEL 1983, GÜBELI 1994), auf der Karte mangels ausreichender Mächtigkeit jedoch nicht getrennt darstellen.

Gesamthaft handelt es sich um Ablagerungen, die vom nahen Kontinent beeinflusst sind (Sandreichtum), aber in grössere Tiefe als der Schrattenkalk abgelagert wurden (ca. 100–300 m). Es ist eine Phase des Absinkens einer Karbonatplattform («platform drowning», FÖLLMI et al. 1994).

c₉₋₁₁ Seewen-Formation (Cénomaniens–Santonien)

Kalk der Seewen-Formation ist nur am Bürgenstock, am Mueterschwanderberg und westlich des Engelbergertals vorhanden. Im Pilatusgebiet fehlt er infolge präpaläogener Erosion. Durch zunehmende Subsidenz verschwanden im Norden die Detritus liefernden Landgebiete und die Bildung der Sedimente erfolgte in einigen 100 m Wassertiefe. Der Seewen-Kalk zeigt daher keinerlei terrigene Einflüsse. Es handelt sich um einen dichten pelagischen Kalk, mehrheitlich gebildet durch die kalkigen Reste von Phytoplankton (Coccolithophoriden). Weltweit verbreitete planktonische Foraminiferen erlaubten eine gute zeitliche Eingliederung (BOLLI 1944). Durch diagenetische Kalklösung zeigen die Bänke oft eine wellige Oberfläche mit dunklen Tonschmitzen. Auch konglomeratische Lagen (mud pebbles) kommen vor. Die Mächtigkeit ist mit ca. 80 m besonders am Bürgenstock sehr gross (Profil Unter Säge bei Koord. 2669.100/1202.950, WANNER 1987), im Engelbergertal sind es lediglich 15–20 m (GÜBELI 1994). Erhöhte Eisen- und Mangengehalte führen zu rötlichen Bänken von bis zu 80 cm Mächtigkeit. Sehr häufig sind die Kalkbänke stark verfaltet, wie z.B. am Westhang des Mueterschwanderbergs (z.B. am Strässchen entlang der Sarner Aa bei Koord. 2664.700/1199.250).

c₁₁ Choltal-Member (Santonien)

Der Begriff Choltal-Member wurde von OBERHÄNSLI-LANGENEGGER (1978) für die früher als «Seewerschiefer» bezeichneten mergeligen oberen Anteile der

Seewen-Formation eingeführt. Sie treten vor allem am südlichen Mueterschwanderberg auf, sind aber sehr geringmächtig und meist bewachsen. Die Ausbildung ist mergeliger, aber noch immer sind reine pelagische weissgraue Kalkbänke von wenigen cm Dicke zu beobachten. Auch hier kann dank der planktonischen Fauna das Alter gut bestimmt werden (OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978).

c₁₁₋₁₂ Amden-Mergel (Santonien–Campanien)

Der bräunlich anwitternde, tonige bis feinsiltige Amden-Mergel enthält oft Hellglimmer und kommt im Kartenblattgebiet nur zwischen Engelbergertal und Wirzweligrat in kleinen Aufschlüssen vor. GÜBELI (1994) gibt eine Mächtigkeit von bis zu 90 m an (Taf. I, Profil 2). Eine detaillierte Untersuchung dieser Einheit stammt von OBERHÄNSLI-LANGENEGGER (1978). Insbesondere die Mikrofauna, aber auch die Sedimentologie dieser Beckenfazies werden dort diskutiert.

c₁₃ Wang-Formation (Campanien–Maastrichtien)

Die Wang-Formation wurde zuletzt von STACHER (1980) intensiv bearbeitet. Im Profil bei Vorder Gummen, südlich von Wirzweli (STACHER 1980, S. 17), folgt über dem Amden-Mergel kieseliger Kalk mit Serpuliden und Inoceramen, im oberen Teil schalten sich mergelige Lagen ein. Mächtigkeitsangaben fehlen sowohl bei STACHER (1980) als auch bei GÜBELI (1994), es dürften aber ca. 30–40 m sein (Taf. I, Profil 2). Der Ablagerungsraum lag, aufgrund der aufgefundenen Mikrofauna (STACHER 1980), zwischen Schelfrand und oberem Kontinentalabhang. Im betreffenden Profil sind nur Gesteine mit Maastrichtien-Alter enthalten (STACHER 1980, S. 70).

Paläogen

Die Abfolgen des Paläogens unterscheiden sich in den verschiedenen Gebieten sehr stark, was auf die Reaktion (Subsidenzgeschichte) der europäischen Platte mit ihren Bruchsystemen auf die Druckbelastung der von Süden vorstossenden adriatischen Platte zurückzuführen ist. Zur Zeit des Paläogens vollzieht sich ein Umbau des Ablagerungsraums hin zur Entwicklung eines Vorlandbeckens mit gleichzeitiger Erosion im externeren Gebiet (vgl. Fig. 5). Zur paläogeographisch-tektonischen Entwicklung sind die Arbeiten von LEUPOLD (1964), HERB (1988), MENKVELD-GFELLER (1994, 1995, 1997) sowie PFIFFNER (1986) und KEMPF & PFIFFNER (2004) zu empfehlen.

Lithostratigraphische Nomenklatur

Das im Lauf der Zeit entstandene nomenklatorische Durcheinander der verschiedenen Einheiten bzw. ihrer Namen wurde dank der Arbeiten von HERB (1988)

und vor allem MENKVELD-GFELLER (1994, 1995, 1997) weitgehend beseitigt (vgl. Fig. 6). Im Rahmen der Harmonisierung der lithostratigraphischen Nomenklatur für den Geologischen Atlas der Schweiz werden hier neue lithostratigraphische Bezeichnungen definiert (gemäss U. Menkveld-Gfeller, wo nicht anders vermerkt; Fig. 6, 7). Von alt nach jung sind dies:

- Die *Euthal-Formation*: Sie umfasst die verstreuten frühpaläogenen Einheiten vor allem des südlichen Helvetikums (Fliegenspitz-Member, Batöni-Member, Chruteren-Member und Einsiedeln-Member). Nur das Letztere ist im Gebiet von Atlasblatt Alpnach zwischen Hinter Gummen und Horn, westlich des Engelbergertals, aufgeschlossen.
- Die *Bürgen-Formation* umfasst das Scharti-Member («Bürgen-Grünsand») und das Mattgrat-Member («Bürgen-Kalk») sowie das Foribach-Member.
- Die *Wildstrubel-Formation* besteht neu von unten nach oben aus dem Küblibad-Member, dem Tierberg-Member («Hohgant-Schiefer») und dem Schimberg-Member («Schimberg-Schiefer», MOLLET 1921).
- Die frühere «Hohgant-Formation» heisst neu *Niederhorn-Formation* und wird durch den Hohgant-Sandstein und den Gemmenalp-Kalk (fehlt im Gebiet von Blatt Alpnach) aufgebaut.

Gebiet Wirzweligrat

Euthal-Formation

e_{3E} *Einsiedeln-Member (Yprésien)*

Das Einsiedeln-Member («Einsiedler-Nummulitenriffe» LEUPOLD 1937) besteht zum grössten Teil aus dunkelgrauem massigem Kalk, der oft zahllose Foraminiferen enthält (Nummuliten, Assilinen u.a.), aber auch über 20 Arten von Echiniden wurden beschrieben (BOUSSAC 1912). Anstehend sind die Gesteine am Wirzweligrat zwischen Hinter Gummen und Horn (Koord. 2671.400/1195.800; Fig. 5). Es handelt sich um Flachwasserbildungen des frühen Eozäns (Yprésien). Einzelne Blöcke des Gesteins treten auch im Sörenberg-Melange auf (z.B. bei Koord. 2672.300/1199.250).

Gebiet Bürgenstock–Mueterschwanderberg

e₄ **Bürgen-Formation (Lutétien)**

Die Bürgen-Formation (MENKVELD-GFELLER 1997) umfasste ursprünglich die drei Member Bürgen-Grünsand, Bürgen-Kalk und Foribach-Member. Da gemäss den Regeln der Lithostratigraphie derselbe Lokaltätsbegriff nicht für mehrere Einheiten verwendet werden darf, werden hier die Namen Scharti-Member für den Bürgen-Grünsand und Mattgrat-Member für den Bürgen-Kalk

Aktuell gültige Nomenklatur		Alte Bezeichnungen	
Formation	Member		
Stad-Fm.	–	Globigerinenmergel, Stadschiefer, Fleckenmergel	
Sanetsch-Fm.	Pierredar-Kalk	Calcaire à petites nummulites	
	Tsanfleuron-Mb.		
	Diablerets-Mb.	Diablerets-Schichten	
Niederhorn-Fm.	Gemmenalp-Kalk	Hohgant-Formation NW-Fazies	
	Hohgant-Sandstein		
Wildstrubel-Fm.	Schimberg-Mb.	Schimberg-Schiefer, Schimbrig-Mergel, Schimberg-Mergel	
	Tierberg-Mb.	Hohgant-Schiefer, Pektinitenschiefer	
	Küblibad-Mb.	Obbürgen-Schicht, Glaukonitschicht von Küblibad	
Klimsenhorn-Fm.	Fruttli-Mb.	Discus-Schicht	
	Band-Mb.	Obere Perforatus-Schicht	
		Oberer Quarzsandstein	
	Fräkmünt-Mb.	Complanata-Schicht	
		Unterer Quarzsandstein	
Untere Perforatus-Schicht			
Bürgen-Fm.	Foribach-Mb.	Foribach-Schicht	
	Mattgrat-Mb.	Bürgen-Kalk	
	Scharti-Mb. / Steinbach-Mb.	Bürgen-Grünsand inkl. Gallensis-Grünsand	Oberer Grünsand
		Steinbach-Fossilschicht	
Euthal-Fm.	Einsiedeln-Mb.	Kalke mit <i>N. gallensis</i> und <i>A. spira</i>	
		Oberer Teil der Hauptmasse des grauen Nummulitenkalks	
		Obsoletus-Niveau	
		Distanskalk	
		Kaufmanni-Kalk (= mittlerer Teil der Hauptmasse des grauen Nummulitenkalks)	
		Unterer Teil der Hauptmasse des grauen Nummulitenkalks	
		Granulosakalk und -mergel	
		Murchisonikalk	
	Mittlerer Grünsand / Pectengrünsand		
	Chruteren-Mb. / Batöni-Mb.	Lithothamnienkalk mit Grünsandlagen und echinodermbrecciöser Kalk	Batöni-Schicht
		Unterer Grünsand	
	Fliegenspitz-Mb.	Fliegenspitz-Schichten	

Fig. 6: Übersicht der aktuellen lithostratigraphischen Nomenklatur im helvetischen Paläogen und die früher gebräuchlichen Bezeichnungen.

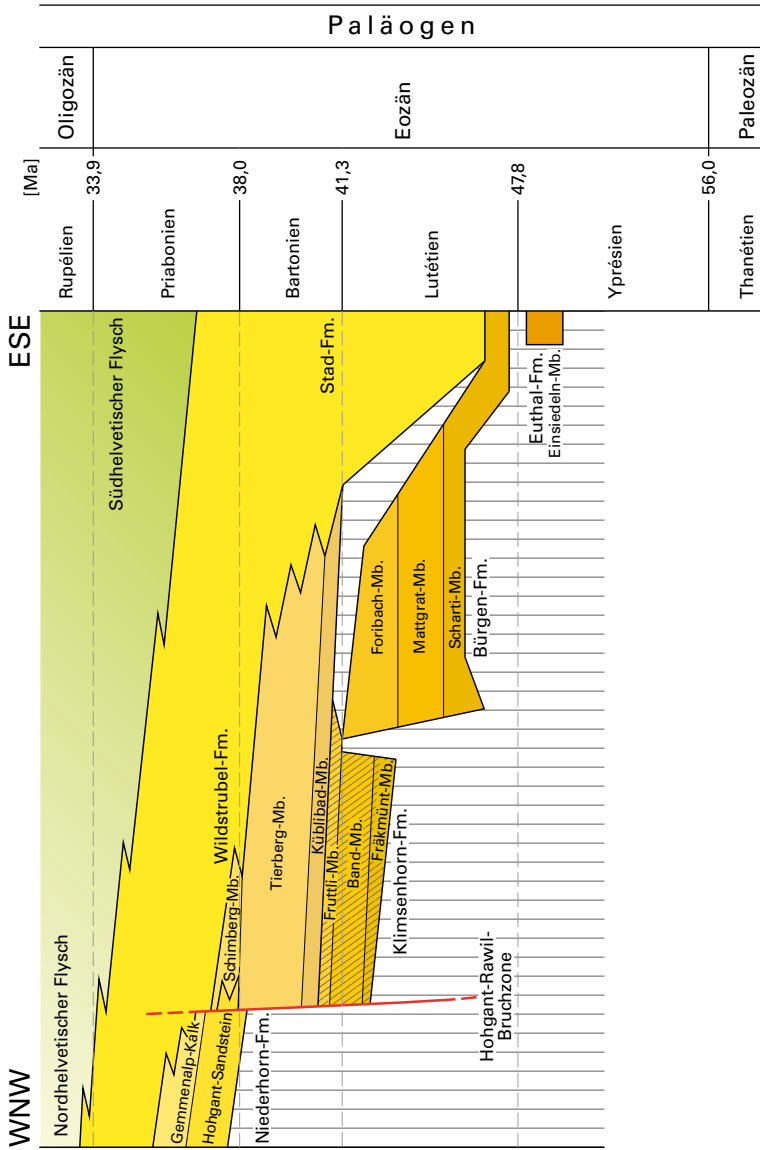


Fig. 7: Raum-Zeit-Diagramm der Paläogenabfolge des Helvetikums im Gebiet zwischen der Randkette im WNW und dem Engeltergtal im ESE (verändert nach HERB 1988 und MENKVELD-GFELLER 1994). Chronostratigraphie nach ICS (2013), Alter in Ma.

eingeführt (Fig. 6–8). Das Typusprofil am Bürgenstock (Koord. 2671.200/1205.250) entspricht auch der ursprünglichen Definition von LEUPOLDS (1964) «Bürgenschichten».

e_{4S} *Scharti-Member*

Das Scharti-Member (5–25 m) besteht an der Basis aus massigem glaukonitischem und kalkigem Sandstein (selten glaukonitisch-mergelig), gefolgt von einem Wechsel von feingebanktem Sandstein und Sandkalk mit variablem Glaukonitgehalt. Oft zeigt sich starke Bioturbation, die auf aktives Bodenleben im weichen Sediment hinweist (MENKVELD-GFELLER 1997). Assilinen und Discocyclusen sind die häufigsten Fossilien. *Assilina exponens* weist auf frühes Lutétien hin. Die Ablagerungstiefe dürfte bei 50–70 m gelegen haben (MENKVELD-GFELLER 1997). Neben dem Bürgenstock ist das Scharti-Member auch am Mueterschwanderberg sowie östlich von Kerns zu beobachten.

e_{4MF} *Mattgrat-Member und Foribach-Member*

Mattgrat- und Foribach-Member werden auf der Karte nicht getrennt dargestellt. Das Mattgrat-Member (5–13 m) zeichnet sich durch gebankten grauen Mikrit mit geringem Quarzsand- und Glaukonitgehalt aus. Nummuliten der *millecaput*-Gruppe sind häufig. Im obersten Teil sind die Bänke oft zu Knollen aufgelöst (MENKVELD-GFELLER 1997), Nummuliten der *perforatus*-Gruppe treten hier auf und weisen auf mittleres Lutétien hin.

Das Foribach-Member (= Foribach-Schicht, R. Herb, unpubl. Feldnotizen) ist zwischen 4,5 m und 16 m mächtig. Es beginnt mit einer stark glaukonitischen sandigen Bank mit Knollen von aufgearbeitetem Mattgrat-Member. Darüber folgt gebankter, stark verwühlter, leicht sandiger Mikrit mit grünlich-grauer Verwitterungsfarbe. Grosse flache Formen von *Nummulites millecaput* datieren das Member als spätes Lutétien (MENKVELD-GFELLER 1997). Der Kontakt zum Hangenden ist stets scharf. Die Typlokalität Foribach liegt wenig östlich von Sarnen, ist aber wegen einer Überbauung nicht mehr einsehbar.

e₅ **Wildstrubel-Formation** (Bartonien–?Priabonien)

Die Wildstrubel-Formation (MENKVELD-GFELLER 1994) umfasst im Gebiet Bürgenstock–Mueterschwanderberg das Küblibad- und das Tierberg-Member (ehem. «Hohgant-Schiefer»; Fig. 6–8). Das Alter der Wildstrubel-Formation kann nur indirekt durch das Liegende (Bürgen-Formation, Kreide) sowie anhand der hangenden Wängen-Kalke in der Stad-Formation (Priabonien, MENKVELD-GFELLER 1994) angegeben werden.

e_{5K} *Küblibad-Member*

Das Küblibad-Member (= Glaukonitschichten von Küblibad, MOLLET 1916) ist ein bis etwa 2 m mächtiger, diskontinuierlicher glaukonitischer Sandstein mit phosphoritischen Knollen. Stellenweise ist auch die Grundmasse phosphoritisiert. R. Herb (in BAYER et al. 1983, S. 156) und WANNER (1987) erwähnen in gleicher Lage eine «Obbürgen-Schicht». Dieser Name hat aber gegenüber dem Namen Küblibad keine Priorität und ist daher obsolet.

e_{5T} *Tierberg-Member*

Das Tierberg-Member (KAUFMANN 1886), benannt nach dem Tierberg im Rawil-Gebiet (Typusprofil der Wildstrubel-Formation; MENKVELD-GFELLER 1994), umfasst die früher als «Hohgant-Schiefer» bezeichnete, bis zu 50 m mächtige Abfolge von feinsandigem bioturbiertem Mergel, der am Plattformabhang sedimentiert wurde (BIERI 1978). An der Basis können Muscheln im Sandstein und im Mergel auftreten («Pectinidenschiefer»).

Gebiet Pilatus

e₄₋₅ **Klimsenhorn-Formation** (Lutétien–Bartonien)

Das Profil am Klimsenhorn (Koord. 2661.675/1204.100; Fig. 4, 9) wurde von KAUFMANN (1867) erstmalig beschrieben und später immer wieder dargestellt – dank seiner guten Zugänglichkeit (HEIM 1908; SCHUMACHER 1948; R. Herb in BAYER et al. 1983, S. 147; MENKVELD-GFELLER 1997). Nach MENKVELD-GFELLER (1997) schwankt die Ablagerungstiefe zwischen Vorstrand (0–10 m, z.B. Fräkmünt-Member) und dem flachsten Teil des äusseren Schelfs (ca. 80–100 m, z.B. Fruttli-Member). Auf der Karte werden die einzelnen Member im Pilatusgebiet nicht unterschieden.

Im Typusprofil (Fig. 8) ist das Fräkmünt-Member 37 m mächtig und besteht an der Basis hauptsächlich aus Quarzsandstein mit Einschaltungen von mikritischen nummulitenreichen Lagen. Die Bänke zeigen z.T. Kreuzschichtung und werden gegen oben kalkreicher. Nummuliten der *perforatus*-Gruppe dokumentieren spätes Lutétien. Darüber folgen ca. 10 m, die zum Band-Member gehören: Über einer massigen Quarzsandsteinbank folgt eine Wechsellagerung von Kalksandstein und Kalk. An der Basis des etwa 15 m mächtigen Fruttli-Members liegt wieder eine fossilere Quarzsandsteinbank. Darüber folgen mergeliger Mikrit sowie feinsandiger Kalksandstein mit vielen Discocyclusen. Während das Band-Member noch ins späteste Lutétien gestellt wird, gehört das Fruttli-Member an der Typlokalität aufgrund der Nummuliten bereits ins Bartonien. Die Kontakte zwischen den einzelnen Membern wie auch gegen das Liegende und Hangende sind jeweils scharf (MENKVELD-GFELLER 1997).

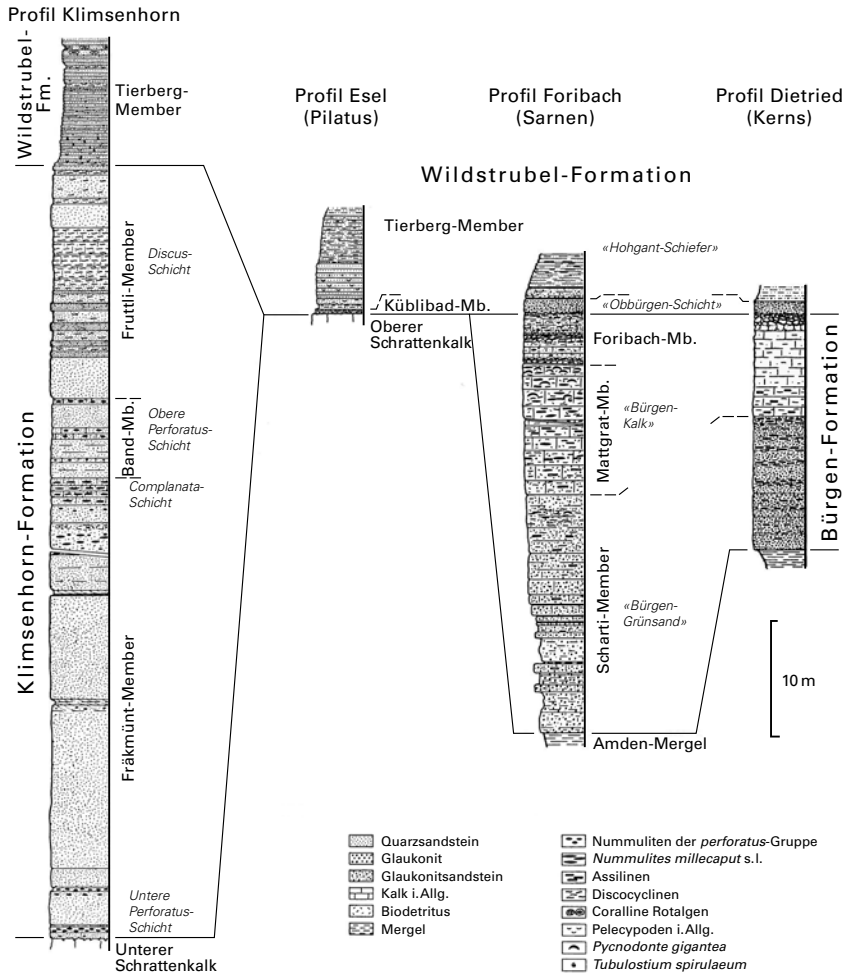


Fig. 8: Stratigraphische Profile des mittleren Eozäns (Paläogen) im Gebiet von Atlasblatt Alpna im Querschnitt Klimsenhorn-Pilatus-Sarnen-Kerns, leicht verändert nach R. Herb (in BAYER et al. 1983, Fig. 9).

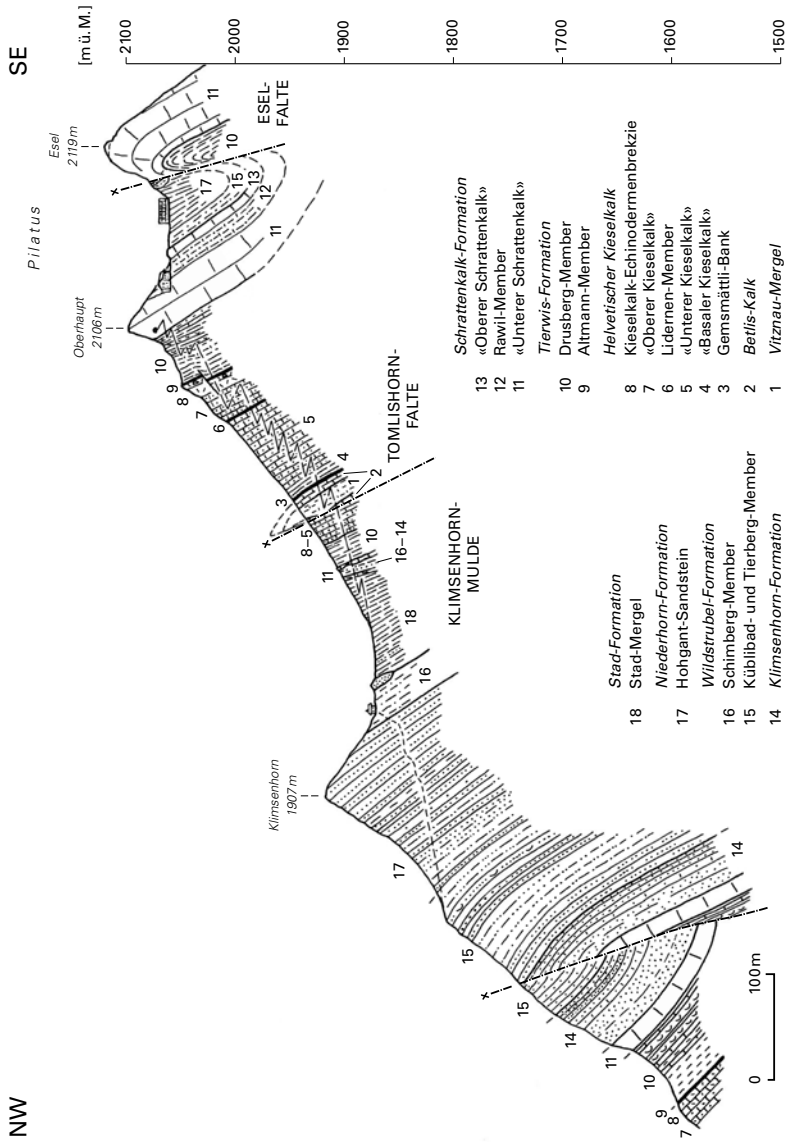


Fig. 9: Profil Klimeshorn-Pilatus, leicht verändert nach R. Herb (in BAYER et al. 1983, Fig. 10).

e₅ **Wildstrubel-Formation** (Bartonien–Priabonien)

Küblibad-Member und Tierberg-Member

Die beiden älteren Member der Wildstrubel-Formation, das Küblibad- und das Tierberg-Member (s.o.), sind hier nicht unterschieden, den Hauptteil nimmt jedoch das Tierberg-Member ein, das auf der Südostseite der Hohgant-Rawil-Bruchzone am Plattformabhang sedimentiert wurde. Die Lithologien stimmen mit jenen des Gebiets Bürgenstock–Mueterschwanderberg überein (Fig. 8). BUXTORF (1934) erwähnt im östlichen Pilatus beim Tellenfad an der Basis der Einheit ein Konglomerat mit Komponenten von Schrattenkalk- und Garschella-Formation. Da in der Matrix Assilinen und gut erhaltene Nummuliten der *complanata*-Gruppe auftreten, bedeutet dies, dass ursprünglich Ablagerungen des Lutétiens auch in dieser südlichen Lage anzutreffen waren. GRAF (1984) bestimmte in den «Pectiniden-Schiefern» 46 Dinoflagellaten-Arten, womit er die Einheit in die NP-Zonen 17–21 eingliedern konnte (mittleres bis spätes Eozän).

Interessant ist die lokale Verzahnung mit dem in flachem Wasser gebildeten Hohgant-Sandstein (Niederhorn-Formation), was vermutlich mit wechselnder Aktivität der hier durch das Gebiet verlaufenden Hohgant-Rawil-Bruchzone zusammenhängt (vgl. Fig. 10).

e_{5s} *Schimberg-Member*

Das Schimberg-Member («Schimberg-Schiefer», MOLLET 1921) besteht aus teilweise sandigem Mergel, der lokal Konglomerat mit Sandstein- und Kalkgeröllen sowie Sandlagen führt. Die aufgearbeiteten Gerölle stammen aus Einheiten der Kreide und des Paläogens und wurden eingeschwemmt. Wenn die größeren Einschaltungen fehlen, ist das Member jedoch nur schwer vom Tierberg-Member zu unterscheiden (vgl. ECKERT 1963). Gut abtrennbar ist es vor allem am Nordpilatus (Fig. 9, 10) zwischen Klimeshorn und der Alp Bründle (Koord. 2659.100/1202.750). ECKERT (1963) datierte den «Schimberg-Mergel» anhand von Foraminiferen mit Priabonien.

Niederhorn-Formation

e₅₋₆ *Hohgant-Sandstein (?Bartonien–Priabonien)*

Der Begriff «Sandstein am Hohgant» wurde von STUDER (1834) eingeführt. Er besteht aus siliziklastischen Sedimenten, die lokal kalkigere Partien enthalten. Verbreitet ist er im Gebiet von Blatt Alpnach vor allem im nordwestlichen Teil des Pilatus (gegen 200 m mächtig); gegen Süden und Osten dünnt er auf wenige Meter aus. Es handelt sich um küstennahe Bildungen, die hauptsächlich nordwestlich der Rawil-Hohgant-Bruchzone entstanden sind (MENKVELD-GFELLER 1995), während einer Ruhezeit dieser Bruchzone aber gegen Südosten transgredierte und so regional auch auf der Südostseite des Bruchs abgelagert wurden (Fig. 10). Später

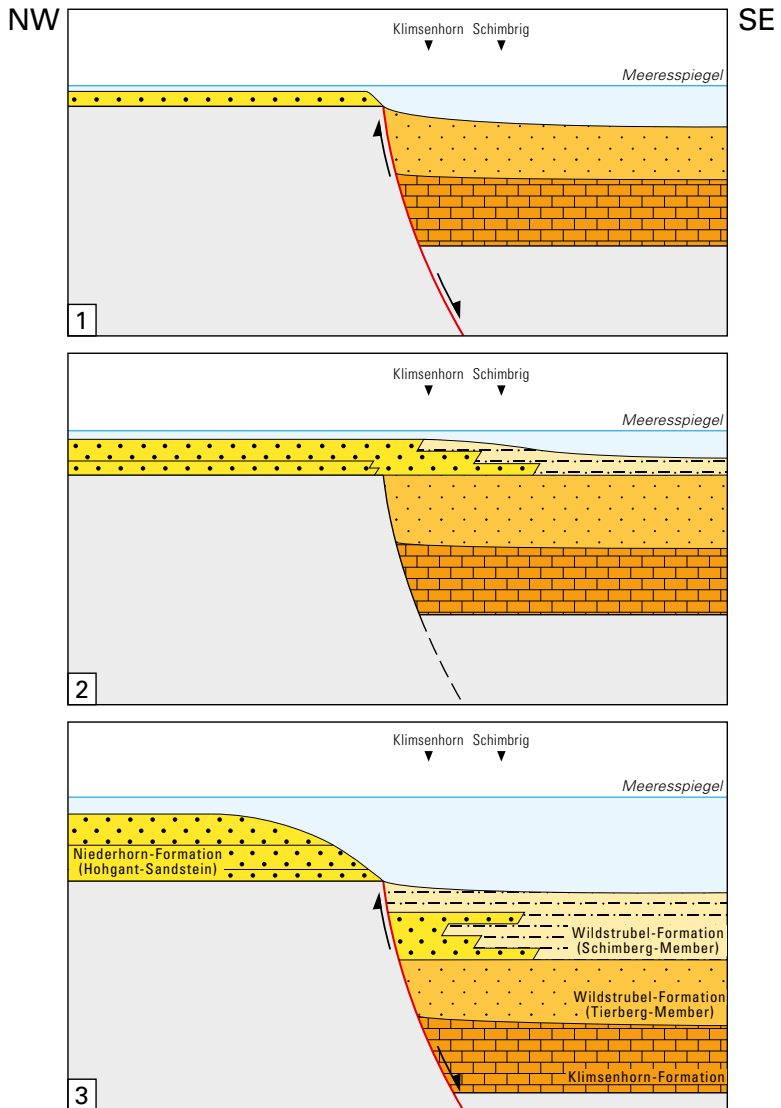


Fig. 10: Sedimentation beidseits der Hohgant-Rawil-Bruchzone während des Priaboniens. Man beachte die Verzahnung des Schimberg-Members mit dem Hogant-Sandstein infolge der zeitweiligen Bruchaktivität während der Ablagerung (nach U. Menkveld-Gfeller, unpubl. Daten).

senkte sich der Südostflügel wieder ab und das Schimberg-Member bildete sich; lokal liegt es so auf dem Hohgant-Sandstein. Auch der grosse Unterschied in den Mächtigkeiten zwischen Rot Dossen (Koord. 2658.00/1202.00) und z.B. Stock (2659.55/1200.25) könnte darin begründet sein, dass die Hohgant-Rawil-Bruchzone im Bereich des Kartenblattes verläuft.

Beim Wagenmoos, im Gebiet des Niederhorns nordöstlich des Thunersees, liegt das Typusprofil der neu benannten Niederhorn-Formation (Koord. 2629.300/1177.700, MENKVELD-GFELLER 1994); von dort beschreibt BREITSCHMID (1978) lithologisch variablere Abfolgen mit Kohle- und Grobsandsteinlagen (Wagenmoos-Bänke).

e_{St} **Stad-Formation** (Lutétien–Priabonien)

Der Mergel der Stad-Formation wurde ursprünglich von KAUFMANN (1867) zum hangenden «Flysch» gestellt, bevor KAUFMANN (1886) den Begriff «Stadschiefer» einführte. Später waren vor allem die Begriffe «Globigerinenmergel» und «Globigerinenschiefer» gebräuchlich.

Eine erste ausführliche Diskussion der Stad-Formation (Stad-Mergel) stammt von ECKERT (1963). Er hat sich intensiv mit den Kleinforaminiferen dieser Einheit auseinandergesetzt, nachdem es BOLLI (1951) gelungen war, mithilfe planktonischer Foraminiferen die helvetischen «Tertiärschiefer» zu datieren (s.a. HERB 1962). Das Alter der Stad-Formation im Gebiet des Atlasblattes Alpnach ist Lutétien bis frühes Priabonien (HERB 1988).

Figur 7 zeigt, dass das Einsetzen der Stad-Formation stark heterochron verläuft. So setzt sie im südhelvetischen Bereich bereits während des Yprésiens ein, im nördlichsten Helvetikum (ausserhalb des Gebiets von Blatt Alpnach) jedoch erst im spätesten Priabonien.

Beim Gestein handelt es sich um hellbeigen, leicht glänzenden und oft etwas geschieferten Mergel bis siltig-sandigen Mergel. Gelegentlich schalten sich eigentliche Sandsteinbänke ein. Wegen der leichten tektonischen Deformierbarkeit und der Lage als jüngste Einheit des Helvetikums unter der Überschiebung durch peninische Einheiten (inkl. Sörenberg-Melange) ist es schwierig, im vorliegenden Gebiet eine Mächtigkeit zu bestimmen. Das Typusprofil liegt in der Nähe der Talstation der Pilatusbahn bei Alpnachstad (ECKERT 1963; Koord. 2663.850/1200.875–2663.850/1201.300). Die Ablagerungstiefe dürfte sicher tiefer als 600 m gelegen haben (HERB 1988).

Die Sandsteinbänke erinnern stark an den Hohgant-Sandstein. Da dieser vor allem im Norden, nordwestlich der Hohgant-Rawil-Bruchzone (MENKVELD-GFELLER 1995) gebildet wurde, muss der Sand durch Schüttungen gegen Südosten ins Becken gelangt sein.

Dasselbe gilt für die vor allem im Westen des Kartengebiets auftretenden kalkigen Bänke innerhalb des Stad-Mergels, dem *Wängen-Kalk*, benannt nach der

Alp Wängen (KAUFMANN 1867). Es handelt sich um resedimentierte Ablagerungen, deren Komponenten wie Lithothamnien, Bryozoen und Foraminiferen usw. (ECKERT 1963) aus dem neritischen Bereich stammen und in den tieferen Ablagerungsraum des Stad-Mergels gespült worden sind (MENKVELD-GFELLER 1995).

ULTRAHELVETIKUM

SÖRENBERG-MELANGE

f_{ws} «Wildflysch» (?spätes Eozän)

Das Sörenberg-Melange (BAYER 1982) bildet die direkte Unterlage von Schlieren- und Klippen-Decke («Wildflysch», KAUFMANN 1886). Die Grundmasse besteht in der Regel aus dunklem, meist verschiefertem Mergel und siltigem Mergel (GEIGER 1956, BAYER 1982), in der in unterschiedlichster Grösse Blöcke der Amden-Formation (c₁₁₋₁₂) und der Wang-Formation (c₁₃), des Einsiedeln-Members (e_{3f}) und der Bürgen-Formation (e₄), von «basalem Schlieren-Flysch» (F_{sb}), aber auch exotischere Gesteine wie dichter heller Leimern-Kalk und Ölquarzit eingebettet sind. Oft ist der Mergel stark tektonisiert und verfälscht mit glänzenden Rutschflächen und boudinierten Sand- und Siltsteinbänken.

Die Genese dieser chaotischen Einheit wird bei BAYER (1982) ausführlich diskutiert, insbesondere die Frage, ob diese Durchmischung durch Rutschungsprozesse (Olisthostrome) oder durch rein tektonische Vorgänge an Überschiebungsflächen (tektonisches Melange) verursacht wurde. Wenn auch letztlich die tektonische Durchmischung den grössten Teil ausmacht, so sind doch frühe Massenbewegungen von Sandsteinblöcken (Hohgant-Sandstein) oder der Wängen-Kalke, z.B. entlang der Rawil-Hohgant-Bruchzone, in den Stad-Mergel nachgewiesen. Ähnliche Vorgänge könnten auch bei der Entstehung des Melanges mitgespielt haben. Etwas problematisch ist die Abgrenzung des Sörenberg-Melanges gegenüber dem Schlieren-Flysch in dessen Liegendem. So stellt H. Schaub die feinsandigen Flyschablagerungen bei Schladrüfi (Koord. 2659.280/1199.520) in seiner Karte in den «basalen Schlieren-Flysch», während BAYER (1982, S. 61) denselben Aufschluss dem Sörenberg-Melange zuweist.

Folgende Gesteinsarten kommen in unregelmässigem Wechsel im Flüeligraben südwestlich von Dallenwil innerhalb des Sörenberg-Melanges vor (BAYER 1982, S. 277ff.): «basaler Schlieren-Flysch», südhelvetischer Flysch, Wang-Kalk und Amden-Mergel. Im obersten Teil des Aufschlusses befindet sich ein geringmächtiges Paket von Leimern-Kalk, das auf der Karte jedoch nicht dargestellt ist.

Weitere gute Aufschlüsse mit z.B. Einschlüssen von Kalken des Einsiedeln-Members findet man nördlich von Dallenwil (Koord. 2672.30/1199.20); einen solchen mit einem grossen Sandsteinblock aus dem Schlieren-Flysch bei Grossrüti (2661.75/1197.80). Ein weiterer, gut zugänglicher Aufschluss mit u.a. kleineren Blöcken von Leimern-Kalk findet sich (Stand 2012) bei Meisi am Weglein nördlich des Meisibachs (Koord. 2662.50/1199.45).

MITTELPENNINIKUM

Das Penninikum ist im Gebiet von Atlasblatt Alpnach einerseits durch die mittelpenninischen Klippen von Stanserhorn und Arvirat, andererseits durch die oberpenninische Schlieren-Decke vertreten.

KLIPPEN-DECKE

Die Einheiten der Klippen-Decke im Gebiet Stanserhorn–Arvirat gehören wie die benachbarten Schichten am Buochserhorn oder an den Mythen zum Mittelpenninikum und sind mit der Nappe des *Préalpes médianes* zu vergleichen. Sie stammen aus dem gleichen paläogeographischen Raum am damaligen Nordrand der Tethys. Im Verlauf der Jurazeit wurde das Gebiet durch die Bildung des nordpenninischen Trops zu einer selbständigen Hochzone. Aufgrund der stratigraphischen Abfolge ist ein Vergleich mit den *Préalpes médianes plastiques* am wahrscheinlichsten. Die Nomenklatur der lithostratigraphischen Einheiten wird jedoch nicht von den *Préalpes* übernommen, da trotz gewisser Ähnlichkeiten eine detaillierte Korrelation schwierig ist. Es wurden deshalb auf Vorschlag von O. Kempf neue Namen für die Schichten der jüngsten Trias (Lückengraben-Formation, Rhétien) und des Lias (Horngraben-Formation, Hettangien; Brand-Formation, Sinémurien; Obflue-Formation, «Domérian» bzw. Pliensbachien) gewählt, die auf den Profilen in CHRIST (1920) beruhen. Diese Umbenennungen wurden an der Sitzung des Schweizerischen Komitees für Stratigraphie vom 16. November 2013 vorgestellt und akzeptiert. Für die Einheiten des Doggers bestehen lithostratigraphische Namen seit FELBER (1984). Keine formellen lithostratigraphischen Namen existieren für die Einheiten von mittlerer Trias, Malm und Kreide.

Im Gebiet der Zentralschweiz ruht die Klippen-Decke auf einem Melange (Taf. I, Profile 2, 4), das in einer mergelig-tonigen Matrix Blöcke und Gesteinspakete vor allem der jüngsten Schichten der liegenden helvetischen Einheiten enthält (v.a. Wang-Formation, Einsiedeln-Member usw.) sowie, seltener, solche von mittel- und südpenninischen Einheiten (s. Kap. Sörenberg-Melange, S. 39).

Trias

t_y	Gips
t_{ym}	Sandig-toniger Gipsmergel
t_r	Rauwacke

Der unterste Abschnitt der Einheiten der Mittleren Trias (?Carnien–Norien) lässt keine normale Abfolge erkennen, was, wie schon CHRIST (1920) festhielt, mit der Lage dieser Schichten über dem Abscherhorizont zusammenhängt. Immerhin

lässt sich feststellen, dass der Gips und der Gipsmergel eher im unteren Teil anzutreffen sind, Mergel und Rauwacke eher im oberen. Dolomit (t_d) dominiert zuoberst, kommt aber als kleine Bänke schon im untersten Teil vor (CHRIST 1920). Durchgehende Aufschlüsse sind selten und vor allem in künstlichen Anrissen (Gipsgruben) oder in Bachläufen zu finden. Neben weissem tritt gelegentlich auch rötlicher Gips auf.

Der kleinräumige Wechsel der Lithologien kann aber auch mit dem Bildungsmilieu der Gesteine zusammenhängen. Das flache Küstengebiet in heissem semi-aridem Klima förderte die Bildung von Evaporiten und Dolomit im Wechsel mit terrestrischen Sedimenten (Ton, Feinsand). Ähnliche Verhältnisse findet man heute z.B. an den Küsten Tunesiens. P. Christ hat auch festgestellt, dass Gips nur an der Oberfläche als solcher in Erscheinung tritt. In Stollen, in denen früher ebenfalls Gips ausgebeutet wurde, fand sich in Tiefen ab 30 m bereits Anhydrit anstelle des Gipses (CHRIST 1920, S. 5).

Die Rauwacke ist ein diagenetisches Produkt (Lösungsbrekzie) aus Wechselagerungen von Evaporiten (Salz, Gips) und Karbonaten (Kalk, Dolomit). Die Mächtigkeit dieser Einheit schwankt wegen Ihrer Lage an der tektonischen Grenze zu den liegenden Einheiten stark.

t_d **Dolomit i. Allg**

Im oberen Teil der Trias-Abfolge (?Norien) dominieren Dolomit und dolomitischer Mergel. Sie deuten auf einen verstärkten marinen Einfluss hin. Die Mächtigkeit beträgt ungefähr 30 m.

r Lückengraben-Formation (Rhétien)

Unter dem Namen «Rhät» beschreibt CHRIST (1920, S. 10ff.) ein detailliertes Profil aus dem Lückengraben (Typusprofil bei Koord. 2670.100/1197.800). Die Abfolge besteht aus dolomitischem, aber auch spätigem und gegen oben sandigem Kalk mit zwischengelagertem Mergel und Tonstein. Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt etwa 45 m. Vor allem im oberen Teil der Abfolge wurden marine Faunen gefunden. P. Christ erwähnt eine von TOBLER (1899) bearbeitete Faunenvergesellschaftung mit vor allem Muscheln (u.a. Austern, Pecten, Cardium), ausserdem wird ein Korallenhorizont erwähnt. Im unteren Teil wurden auch ein Fischzahn sowie Ganoid-Schuppen aufgesammelt. Crinoiden sind selten, ebenso Echinidenstacheln. Solche wurden im Profil westlich von Ober Holzwang (Koord. 2668.500/1196.700) durch P. Christ gefunden.

Die von CHRIST (1920) definierten Profilabschnitte a-e im Lückengraben können nur sehr beschränkt auf die weiteren Aufschlüsse im Gebiet übertragen werden. Dies hängt einerseits wohl mit der (?tektonisch) reduzierten Mächtigkeit zusammen, könnte aber auch kleinräumigen topographiebedingten Fazieswechseln bei der Entstehung zuzuschreiben sein.

Jura

I₁ **Horngraben-Formation** (Hettangien)

Eine Abfolge von über 70 m Mächtigkeit wird von CHRIST (1920) aus dem «Brandgraben» (heute: Horngraben, Typlokalität bei Koord. 2667.890/1197.190) beschrieben. An der Basis dominieren sandiger Kalk und Mergel, die z.T. recht fossilreich sind. Vor allem Lamellibranchier und Gastropoden sowie Brachiopoden, aber auch ein Ammonit (*Psiloceras planorbis* SOW.) wurden gefunden. Darüber folgt kieseliger, sandiger, oft leicht oolithischer Kalk, der ebenfalls häufig Pectiniden führt. Oben finden sich fossilarme quarzitisches Echinodermen- und Dolomitbrekzien sowie dichter Kalk mit Bioturbation.

Die übrigen Aufschlüsse sowohl im Gebiet Stanserhorn als auch am Arvigrat zeigen die gleichen Lithologien, wenn auch nicht immer in gleicher Abfolge, was aber für solche flachmarinen Sedimente nicht unüblich ist.

Die Abgrenzung gegenüber der Lückengraben-Formation kann mit dem ersten Auftreten von sandigem Kalk festgelegt werden. Gemäss CHRIST (1920) liegt die Grenze zur hangenden Brand-Formation beim ersten Auftreten von Spatkalk mit Silexbändern (und gelegentlich Gryphäen).

I₂ **Brand-Formation** (Sinémurien)

Hellgrauer Echinodermenspatkalk mit gelblichen Dolomitkomponenten sowie, vor allem im untersten Teil, mehrere cm-dicke Lagen von Silex. Vereinzelt treten Mergelzwischenlagen auf. Im oberen Teil findet man Brachiopoden (*Waldheimia* sp., *Rhynchonella* sp.; CHRIST 1920, S. 28, Schichten 11–18). Die Mächtigkeit der Brand-Formation – benannt nach den Alpen Unter bzw. Ober Brand – beträgt im Horngraben ca. 35 m (Koord. 2667.920/1197.210). Ähnliche Mächtigkeiten sind auch im übrigen Gebiet des Stanserhorns zu finden.

I₃₋₅ **Obflue-Formation** (Pliensbachien)

Etwa 30 m (bis 45 m) gut gebankter Kieselkalk mit Mergelzwischenlagen (CHRIST 1920, S. 28, Schichten 7–10) werden zeitlich dem Pliensbachien («Domérien») zugewiesen. Ammoniten (Arietiten) und Belemniten deuten eine gewisse Vertiefung des Meers an. Grüne Glaukonitkörner und schwarze Phosphoritknöllchen treten vor allem im untersten Teil auf. Die bräunliche Verwitterungsfarbe ist auf die Oxidation von Glaukonit und Pyrit zurückzuführen. Die Obergrenze ist oft in Form eines Glaukonit führenden Kondensationshorizonts entwickelt (FELBER 1984). Die Obflue-Formation ist im höheren Abschnitt des Horngrabens abgeschlossen und nach der Alp Obflue benannt.

Stanserhorn-Formation (Toarcien–Bajocien)

Die Beschreibung dieser Formation beruht vorwiegend auf der Gliederung und Analyse in der Arbeit von FELBER (1984). Er definiert darin auch das Typusprofil der Einheit am Stanserhorn, das sich aus zwei Teilprofilen im Mettenberggraben (Koord. 2668.225/1197.125) und bei Chrinnen (Koord. 2668.990/1197.810) zusammensetzt. Drei Member bilden die Stanserhorn-Formation. Es sind dies von unten nach oben: «Posidonienschiefer», Spis-Kalk und «Zoophycos-Schichten».

I₆ *Dunkelgrauer bituminöser Tonschiefer* («Posidonienschiefer», frühes Toarcien)

Im Typusprofil der Einheit ist der «Posidonienschiefer» etwa 30 m mächtig. Es handelt sich vor allem an der Basis um einen bituminösen Tonmergel, der gegen oben in Mergel übergeht und vermehrt z.T. knorrige Kalkbänkchen umfasst (FELBER 1984). Die häufig auftretenden Ammoniten lassen eine präzise Altersbestimmung (frühes Toarcien) zu. Die entsprechenden Schichten im Schwäbischen Jura haben das gleiche Alter. Das Ablagerungsmilieu besonders der feinlaminierten, bituminösen Anteile deutet auf euxinische Verhältnisse ohne Zufuhr von größerem kontinentalem Detritus. In den höheren Schichten ist Bioturbation häufig, was als Hinweis auf eine zumindest zeitweise vorhandene Epifauna interpretiert werden kann.

I₆ *Spis-Kalk (mittleres bis spätes Toarcien)*

Der Name Spis-Kalk, nach einer Lokalität am Buochserhorn, wurde auf der Vierwaldstätterseekarte (BUXTORF et al. 1916) erstmals verwendet. Es handelt sich um eine stark kondensierte Schicht von lediglich einigen dm bis 2 m Mächtigkeit.

Dicke rote Goethitkrusten, bis faustgrosse Girvanella-Onkoide sowie aufgearbeitete und umkrustete Litho- und Bioklasten bauen dieses heterogene Gestein auf (FELBER 1984). Den Abschluss bildet eine Omissionsfläche. Da nur frühe Teile des späten Toarcien nachgewiesen sind und die nächst jüngeren Datierungen in den hangenden «Zoophycos-Schichten» bereits mittleres Bajocien anzeigen (Ammonitenfauna), scheint am Stanserhorn das gesamte Aalénien zu fehlen, was einer Schichtlücke von mindestens 4 Millionen Jahren entspricht (vgl. GRADSTEIN et al. 2012). Am Arvirat liegt die Basis der «Zoophycos-Schichten» allerdings im späten Aalénien.

Das Gestein entstand in einem flach subtidalen bis supratidalen Ablagerungsraum mit starker tektonischer Aktivität (Horst-Graben-Tektonik). Eine detaillierte Beschreibung und Diskussion zur Entstehung dieser komplexen Einheit findet sich bei FELBER (1984, S. 64ff.).

i₁ «*Zoophycos*-Schichten» (*Bajocien*)

Der Name dieses Members stammt aus den *Préalpes médianes* (SCHARDT 1884) nach dem häufigen Spurenfossil *Zoophycos* isp. Dabei handelt es sich um Fressbauten eines wurmähnlichen Tiers.

Am Typusprofil südlich des Stanserhorns erreicht die Mächtigkeit beinahe 500 m, während am Nordostfuss des Stanserhorns sowie am Arvigrat nur noch ca. 150 m, am Buochserhorn z.T. nur gerade noch 2 m dieser Einheit zu finden sind.

Es handelt sich um eine monotone Kalk-Mergel-Abfolge mit turbiditischen Einschaltungen und lokal reichen Ammonitenfaunen (FELBER 1984). Die Analogie zu den gleichaltrigen Schichten in den *Préalpes médianes plastiques* wurde bereits von TOBLER (1899) erwähnt.

RAMSEYER (1977) stellte aufgrund seiner mikrofaziellen Analysen ein tiefneritisches bis hochbathyales Ablagerungsmilieu fest und fand am Arvigrat in den basalen Schichten synsedimentäre Rutschungserscheinungen. Die Kalkbänke sind oft kieselig und enthalten kalzitisierte Spongiennadeln.

Die ältesten Anteile dieser Einheit findet man im nördlichen Teil des Arvigrats (spätes Aalénien) während im nördlichen Teil des Stanserhorns nur mittleres bis spätes Bajocien nachgewiesen ist. Die Untergrenze ist also heterochron, die Grenze zur Gibel-Formation im Hangenden dagegen isochron (FELBER 1984).

i₂ **Gibel-Formation** (*Bathonien*)

Der Name «Giebelschichten» wurde von A. Tobler (in TOBLER & BUXTORF 1906) für den oberen Teil («Gibel-Member») der heutigen Gibel-Formation erstmals verwendet. Der Formationsname wurde von FELBER (1984) eingeführt, um die variablen Einheiten des späten Doggers der Zentralschweizer Klippen-Decke zusammenzufassen. Die Einheit hat am Stanserhorn eine Mächtigkeit von bis zu 170 m und kann regional in drei Member unterteilt werden: Musenalp-Member, Rämisi-Member und «Gibel-Member».

Die Untergrenze entspricht einer Diskontinuitätsfläche, die mit einer Schichtlücke verbunden ist. Die Obergrenze liegt an der Basis der Griggeli-Formation und wird im Stanserhorngebiet durch einen Kondensationshorizont definiert. Durch Ammoniten im Dach der liegenden Stanserhorn-Formation sowie an der Basis der hangenden Griggeli-Formation (Kondensationshorizont) kann die Gibel-Formation trotz darin fehlender Ammoniten indirekt ins frühe Bathonien bis frühestes Callovien gestellt werden.

Die Formation entspricht einem Teil der in den östlichen *Préalpes médianes plastiques* definierten Formation du Staldengraben (SEPTFONTAINE 1980).

Im Stanserhorngebiet fehlt das Musenalp-Member. Während am Arvigrat etwa 20 m später Kalk dieses Members zwischen die «*Zoophycos*-Schichten» und das oolithische «Gibel-Member» eingeschaltet sind, folgt am Stanserhorn das «Gibel-Member» direkt über den «*Zoophycos*-Schichten». Im echinodermenspä-

tigen oolithischen Sandkalk des «Gibel-Members» sind z.T. Ammoniten aus den obersten Schichten des Liegenden aufgearbeitet (FELBER 1984). Auch «Fladen» von Pyrit sind in den ersten Dezimetern dieser Einheit zu finden. Gegenüber der Stanserhorn-Formation war das Ablagerungsmilieu sicher weniger tief, und stärkere Strömungen führten zu detritusreichen Ablagerungen. Neben Oolith findet man Spatkalk und Sandkalk, der oft Pflanzenresten führt.

Im Gebiet Stanserhorn–Arvigrat fehlt an der Basis auch das an den Mythen typische Rämsi-Konglomerat (BUXTORF et al. 1916). Allerdings findet sich im oberen Teil des «Gibel-Members» am Stanserhorn ebenfalls ein Konglomerat – das *Steinberg-Konglomerat* (TOBLER 1899). Das Steinberg-Konglomerat enthält Kristallingerölle (vorwiegend Rhyolithe) und ist auf dasselbe Ereignis – mögliche Hebung mit Erosion im externen Vorland des Klippengebiets (FELBER 1984, S. 130) – zurückzuführen, wie dasjenige, das zur Bildung des Rämsi-Konglomerats führte. Damit konnte er auch das Alter des Rämsi-Konglomerats genauer bestimmen: spätes Bathonien.

Obschon faziell ähnlich, beträgt die Mächtigkeit am Arvigrat nur etwa 100 m gegenüber den fast 180 m am Stanserhorn. Die Bildung dieser Sedimente erfolgte gemäss P. Felber in bewegtem Wasser unterhalb der Gezeitenzone in Tiefen von etwa 10–50 m.

Am Arvigrat findet man zwischen den «Zoophycos-Schichten» und dem «Gibel-Member» noch etwa 20 m feinspätigen, z.T. kieseligen Kalk mit Silex-Zwischenlagen und vereinzelt Bänken von oolithischen Kalkturbiditen: das Musenalp-Member. Dessen Ablagerungstiefe lag bei ca. 100 m (FELBER 1984).

i₃ Griggeli-Formation (Callovien – frühes Oxfordien)

Der Name wurde 1984 von P. Felber für die Schichtfolge von Kieselkalk und Mergel nach einer Lokalität am Kleinen Mythen eingeführt. Zwei Einheiten werden unterschieden: die «Griggeli-Bank» («Griggeli-Kondensationshorizont» bei FELBER 1984) und der Mythen-Kieselkalk. Der Mythen-Kieselkalk entspricht einem Teil der Formation du Staldengraben (SEPTFONTAINE 1980) der *Préalpes médianes plastiques*.

Am Stanserhorn wird die Obergrenze durch das erste Auftreten einer knollig-brekziösen Schicht («Knollen-Argovien») definiert, während am Arvigrat eine Diskontinuitätsfläche mit Eisenmineralisation einen längeren Sedimentationsunterbruch vor der Ablagerung des massigen Malmkalks andeutet.

Kondensationshorizont

Ein fossilführender Kondensationshorizont ist auf Stanserhorn-Kulm aufgeschlossen. Die Mächtigkeit dieser «Griggeli-Bank» ist meist geringer als 1 m. Der spätig-kieselige Kalk ist reich an phosphorisierten Ammonitensteinkernen, aber

auch an silifizierten Belemniten und Korallen. Die Datierungen zeigen frühestes Callovien bis frühes Mittelcallovien. Eine Fossiliste sowie die Diskussion dieser Fauna und ihrer Entstehung findet sich in FELBER (1984, S. 164ff.). Am Arvigrat fehlt diese Bank, und es besteht ein Übergang aus dem «Gibel-Member» in die mergeligen Basisschichten des Mythen-Kieselkalks.

Mythen-Kieselkalk

Im Gegensatz zum Typusprofil an den Mythen (ca. 18 m mächtig) ist diese Einheit am Stanserhorn gegen 180 m mächtig. Während im unteren Abschnitt die spikulitischen Kalkbänke noch durch Mergelbänder unterbrochen werden, findet sich im oberen Teil späterer, gelegentlich spikulitischer Kalk mit Lagen von Silex-konkretionen. In den obersten Dekametern kommen auch quarzsandreichere Lagen vor; datierbare Fossilien fehlen.

Am Arvigrat fand RAMSEYER (1977) in gleicher Position unter dem Malmkalk 40 m Mergelkalk mit einem dolomitischen Phosphorit-Hämatit-Horizont im Dach. Dieser ist vermutlich bereits ins Oxfordien zu stellen, oder er entspricht einer längeren Zeit mit Kondensation (?spätes Callovien bis ?mittleres Oxfordien).

Als Ablagerungstiefe für den feinkörnigen Kieselkalk werden bei FELBER (1984) 100–250 m angegeben. Die starke Bioturbation deutet auf eine normale Sauerstoffversorgung hin.

Der Unterschied in Mächtigkeit, Lithologie und insbesondere im Übergang zum hangenden Malmkalk zwischen Stanserhorn (normalstratigraphisch) und Arvigrat (Kondensation mit Schichtlücke) wird durch syndimentäre tektonische Aktivität erklärt (FELBER 1984): ein subsidierendes Becken im Gebiet des Stanserhorns, Subsidenzstillstand oder gar Hebungstendenz im Gebiet des Arvigrats. Anschliessende Subsidenz des gesamten Gebiets der Zentralschweizer Klippen-Decke führte dann zur Bildung des pelagischen Malmkalks, der frei von kontinentalem Detritus ist.

i₅₋₈ Malm, undifferenziert (Oxfordien–Tihonien)

Die Ablagerungen des Späten Juras sind im Gebiet des Arvigrats nicht weiter unterteilt: Es findet sich koralligener Kalk, der aber nur schwer vom späten Kalk des Mittleren Juras abzutrennen ist. Dies nicht zuletzt weil der Schichtverband auf der Nordseite des Arvigrats durch Sackungen und Abgleiten grosser Massen oft aufgelöst ist (CHRIST 1920).

Das vollständigste Profil mit guter Abgrenzung gegen den Mythen-Kieselkalk wie auch gegen die den Muldenkern bildenden Gesteine der Kreide findet sich auf der Nordflanke des Stanserhorns zwischen dem Hotel und der Bluematt. Die Abfolge zeigt Affinitäten mit Malm und «Unterkreide» in den Préalpes médianes plastiques (HOMEWOOD & WINKLER 1977, ISENSCHMID 1983).

i₅₋₆ *Hellgrauer biogener Kalk mit Korallen- und Echinodermenbruchstücken*

Die Grundmasse dieses biogenen Kalks besteht aus feinkörnigem Kalk mit kleinen Organismen des offenen Meers, der unterhalb der Sturmwellenbasis abgelagert wurde. Der früher in Zusammenhang mit diesem biogenen Kalk gebrauchte Begriff «Riffkalk» ist irreführend und leitet sich von Korallenbruchstücken in diesem Gestein ab, die vermutlich durch Rutschungen und Trübestrome aus den benachbarten Flachwassergebieten eingebracht wurden. Die Dominanz von turbiditischen Kalken und Debris Flows («allodapische Kalke») wurde in den gleichaltrigen Kalken der *Préalpes médianes plastiques* (Subbriançonnais) von HOMEWOOD & WINKLER (1977) beschrieben. Wegen des globalen Meeresspiegelanstiegs im mittleren Oxfordien gab es in unmittelbarer Umgebung kein Landgebiet, von dem siliziklastischer Detritus hätte eingetragen werden können. Die Mächtigkeit beträgt nach CHRIST (1920) ungefähr 70 m.

Knollenkalk («Argovien»)

Die Kalkknollen an der Basis der biogenen Kalkabfolge bestehen aus feinstkörnigem pelagischem Kalk; dazwischen findet sich kalkiger Feindetritus von Echinodermen, Pellets und Foraminiferen. Die maximale Mächtigkeit erreicht knapp 20 m, und die Schichtung ist im Normalschenkel oft nicht mehr zu beobachten (es ist unklar, ob aufgrund tektonischer «Verschweissung» oder diagenetisch bedingt). Gut ausgebildet ist die Einheit etwas nördlich des Stanserhorngipfels bei Koord. 2668.900/1198.250 (P. Felber, mündl. Mitt.). Die Sedimentation fand während des frühen Oxfordiens in einem landfernen Becken statt; siliziklastischer Detritus fehlt. Ein Vergleich mit der «*Faciès pelagique noduleux*» (HOMEWOOD & WINKLER 1977) ist angebracht.

i₇₋₈ *Hellgrauer mikritischer Kalk*

Der hellgraue mikritische Kalk von etwa 50 m Mächtigkeit am Stanserhorn enthält nur gelegentlich Bänke mit etwas gröberem Korn (feinspätig). Häufig sind Silexkonkretionen. An Organismen sind vereinzelte Echinodermenreste, unbestimmbare Belemniten, Korallenbruchstücke sowie Aptychen zu finden (CHRIST 1920). Ohne direkte Evidenz (fehlende altersbestimmende Fossilien) wird dieser Kalk ungefähr ins Kimméridgien-Tithonien (vgl. FELBER 1984, Fig. 2) gestellt. Auch diese Ablagerungen stammen aus einem landfernen Becken mit Tiefen über 100 m. Diese Fazies zeigt ebenfalls Affinität mit gleichaltrigem Subbriançonnais, wobei dort jedoch umgearbeitete Dasycladaceen signifikant sind (HOMEWOOD & WINKLER 1977).

Kreide

c₁₋₄ Mikritischer mergeliger Fleckenkalk (Berriasien–Hauterivien)

Die frühe Kreide ist sowohl am Stanserhorn, als auch am Arvigrat durch fleckigen feinkörnigen Kalk mit zwischengelagerten Mergelbändchen charakterisiert. Silexknollen und -lagen sind häufig. Hauptvorkommen ist die Mulde am Nordhang des Stanserhorns. Nördlich des Arvigrats sind diese Schichten meist in Blöcke aufgelöst, im Schichtverband Anstehendes findet sich dort nur in Geländerippen im Gebiet Wissdossen–Schwendiflue. Die Altersbestimmung beruht auf wenigen Fossilfunden (Ammoniten, Echiniden, Aptychen), die vor allem aus dem Gebiet der Alp Bluematt stammen (TOBLER 1899, CHRIST 1920).

Die charakteristischen Flecken gehen auf Bioturbation zurück und stammen von im Schlamm wühlenden Organismen. In den *Préalpes médianes plastiques* bilden die *Calcaires sublithographiques* und *Calcaires tachetés* die Gesteinseinheiten der frühen Kreide (HOMEWOOD & WINKLER 1977).

Da keine jüngeren Schichten anstehend gefunden werden, kann auch die Mächtigkeit der Abfolge nicht festgelegt werden. Ausserdem sind die Schichten in der Synklinale nördlich des Stanserhorns stark verfaltet.

Vereinzelte Funde von rotem Kalk als Blöcke sowohl am Arvigrat als auch am Stanserhorn deuten jedoch darauf hin, dass ursprünglich auch hier noch Ablagerungen der späten Kreide («*Couches Rouges*») vorhanden waren (CHRIST 1920).

OBERPENNINIKUM

SCHLIEREN-DECKE

Der Schlieren-Flysch ist ein östlicher Teil einer grossen Flyschdecke, die sich von den französischen Voirons über das Gurnigel- und Schlierengebiet bis ins Wägital verfolgen lässt (z.B. WINKLER 1983, 1984a, WINKLER et al. 1985). Wegen damals noch ungenügender Altersbestimmungen wurde er von KAUFMANN (1886) als normalstratigraphische Auflagerung des Helvetikums gedeutet.

Mit der Erkenntnis, dass die Préalpes romandes allochthone Einheiten sind (SCHARDT 1893) und dank besserer Datierung (z.B. BUXTORF 1908) wurden auch die Komplexe des Schlieren-, Gurnigel- und Voirons-Flyschs als eigenständige Decken erkannt. Für die sedimentologische Interpretation (vgl. Fig. 11), die Bedeutung der Strömungsrichtungen und die paläogeographische Interpretation der einzelnen Einheiten sei auf die detaillierte Arbeit von WINKLER (1983) verwiesen.

Zur Datierung der Einheiten dienten vorerst einige Nummuliten (VONDER-SCHMITT 1923). Erst mithilfe von Nannoplankton in den feinkörnigen Lagen des Schlieren-Flyschs konnten HAY & SCHAUB (1960) sowie W. W. Hay & H. P. Mohler (in SCHAUB 1965) die Alter präzisieren. Die neusten Datierungen in WINKLER (1983) basieren auf den Zonierungen nach MARTINI (1971) und SISSINGH (1977).

Die Deutung der Kleinzyklizität der Flyschabfolgen als Folge von sporadischen Trübeströmen im orogenen Umfeld (KUENEN & MIGLIORINI 1950, CAROZZI 1952) führte zu neuen Untersuchungen vor allem auf sedimentologischem Gebiet (WINKLER 1993).

Im Schlieren-Flysch wurde, wie auch im Gurnigel-Flysch, die Anwesenheit karbonatfreier hemipelagischer Lagen mit der typischen «Rhabdamina-Fauna» zwischen den Turbiditbänken beschrieben, die auf eine Ablagerung unter der lokalen Kalkkompensationstiefe hinweisen (WINKLER 1983, 1984b). Die Abhängigkeit der variablen Turbiditfazies und die geschätzte Häufigkeit der Trübestromereignisse in den Formationen wurden mit tektonischen und paläoklimatischen Schwankungen während der Sedimentationsgeschichte erklärt (WINKLER 1993). CRIMES et al. (1981) beschreiben die reichhaltigen und variablen Ichnofossilien an den Sandsteinen, die mit verschiedenen Milieus auf den Tiefseefächern erklärt werden.

Der Schlieren-Flysch wurde in einem Abschnitt des langen (ca. 300 km erhalten), W-E verlaufenden, dem alpinen Orogen vorgelagerten Tiefseeegraben sedimentiert, der von den französischen Voralpen (Voirons) bis in die Zentralschweiz (Wägital) eine gleiche Faziesentwicklung zeigt (WINKLER 1984a, WINKLER et al. 1985). Eine Verjüngung des Hangenden der Flysche von Ost nach West wird jedoch festgestellt. Diachrone Faziesgeometrien im Schlieren-Flysch (abyssale Ebenenfazies in den Tonsteinschichten, s.u.) zeigen, dass die Subduktion gegen Süden stattfand (WINKLER 1983).

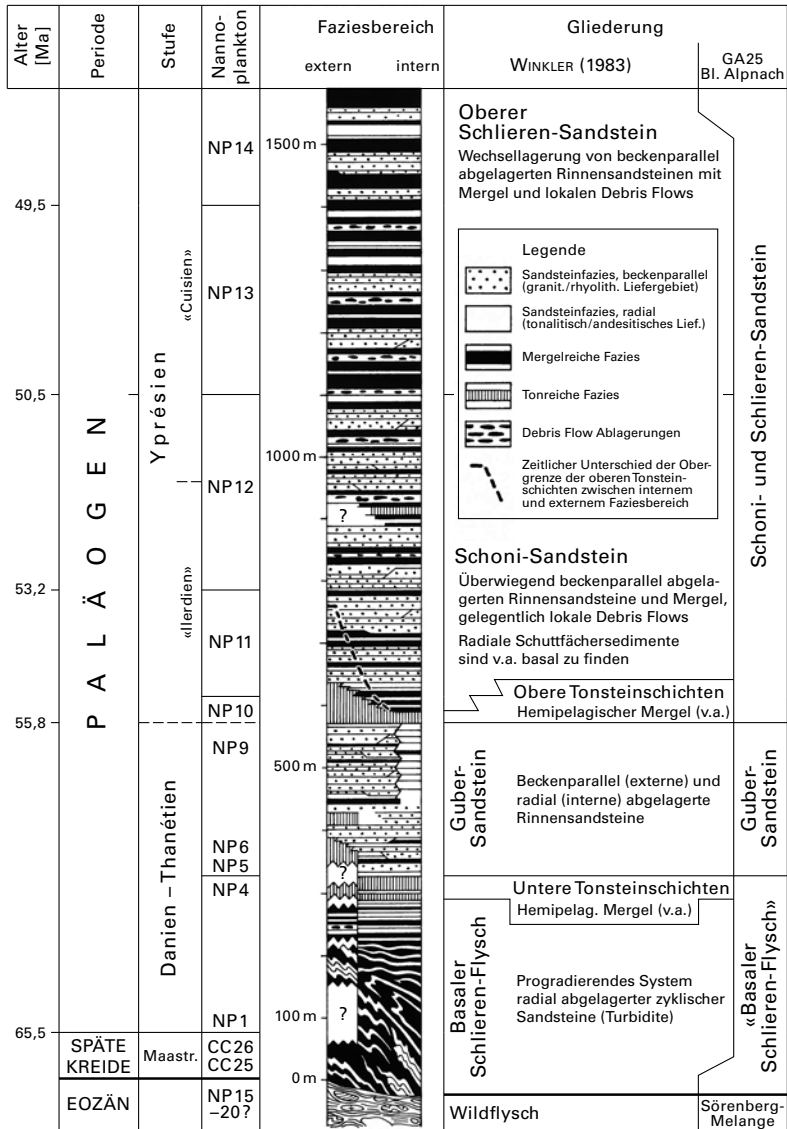


Fig. 11: Stratigraphie, schematisches Faziesprofil und sedimentologische Interpretation der Flyschabfolge im Schlierengebiet (ergänzt nach WINKLER 1983, Fig.43, Tab. 1).

Dieses lange Becken wurde von etwa einem Dutzend räumlich und zeitlich variierenden Turbiditfächern gefüllt, die sich generell aus südlicher Richtung und beckenparallel nach Osten aufbauten (WINKLER 1984a). Gemäss den Provenienzanalysen an Sandsteinen (Schwerminerale und detritische Zirkone) wurde das Becken des Schlieren-Flyschs abwechselnd, teilweise gleichzeitig, von zwei Fächersystemen gefüllt, die von tonalitisch/andesitischen bzw. granitisch/rhyolithischen Grundgebirgsliefergebieten geschüttet wurden (WINKLER 1983, 1984a; Fig. 12). Die auch im Feld mögliche Unterscheidung erfolgt aufgrund der An- oder Abwesenheit von rosafarbenen Kalifeldspäten. U-Pb-Datierungen der detritischen Zirkone zeigen, dass die erodierten Grundgebirge während der panafrikanischen/cadomischen (ca. 650–450 Ma) und variszischen (ca. 360–320 Ma) Gebirgsbildung entstanden sind (BÜTLER et al. 2011).

Das Typusprofil des Schlieren-Flyschs liegt im Tal der namensgebenden Gross Schliere, wo die ganze Gruppe, unterbrochen von einzelnen Aufschlusslücken, studiert werden kann (SCHAUB 1951). Exkursionen in den Schlieren-Flysch wurden von SCHAUB (1967) im Geologischen Führer der Schweiz und von WINKLER & STUIJVENBERG (1980) sowie BAYER et al. (1983) beschrieben.

Die vorliegende Kartierung wurde von SCHAUB (1951) übernommen und nur durch Angaben von W. Winkler (mündl. Mitt.) und Feldbefunde (H. Funk) geringfügig verändert. Bei der Besprechung der einzelnen Einheiten wird zusätzlich auf die neuere Einteilung von WINKLER (1983) eingegangen.

F_{sb} «Basaler Schlieren-Flysch» (Maastrichtien–Paleozän)

Zum «basalen Schlieren-Flysch» sind auch die von WINKLER (1983) ausgetrennten «unteren Tonsteinschichten» zu zählen (Fig. 11), wobei der Autor noch zwischen einem «unteren» und einem «oberen basalen Schlieren-Flysch» unterscheidet. Die Fazies der «Tonsteinschichten» im Allgemeinen ist gekennzeichnet durch dünnbankige Sandsteinintervalle in Wechsellagerung mit mächtigem grünem hemipelagischem Tonstein (abyssale Ebene). Dünne, gelbe und weisse Bentonitlagen werden hier ebenfalls beobachtet (WINKLER et al. 1985). Die Gesamtmächtigkeit (inkl. «untere Tonsteinschichten») erreicht etwa 250 m, wobei die Faltung gegen die Basis zunimmt und die Untergrenze der Einheit eine tektonische ist (Überschiebung auf Sörenberg-Melange).

Dünnbankige gradierte Sandsteinbänke (Turbidite) mit pelitischen Zwischenlagen sind das dominierende Element in diesem Abschnitt. In den Schichten des späten Maastrichtiens kann der turbiditische Pelitanteil karbonatreich sein, welcher historisch als Alberese-Kalk bezeichnet wird (ehem. Coccolithenschlamm, WINKLER 1983). Konglomeratlagen (spätes Maastrichtien), Ölquarzit (frühes Paleozän) und Rutschungsfalten (Slumps) in Siltsteinen kommen ebenfalls vor. Im Allgemeinen ist der Kreideteil stärker karbonatisch, während die Lagen des frühen Paleozäns auch in den Turbiditen karbonatarm sind. Altersmässig umfasst diese

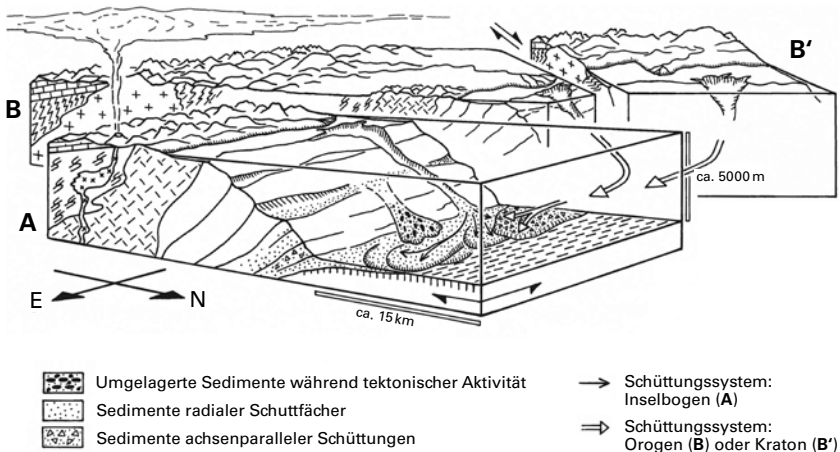


Fig. 12: Blockdiagramm des hypothetischen Beckens des Schlieren-Flyschs (nach WINKLER 1983, Fig. 45). A: tonalitisch/andesitisches Liefergebiet eines magmatischen Inselbogens, B: granitisch/rhyolithisches Liefergebiet eines aktiven Orogens im rückwärtigen Bereich des Inselbogens oder (B') eines entfernt gelegenen, weiteren Flyschbeckens (z.B. Gurnigel-Flysch).

Einheit gemäss den gefundenen Nannofloren die Zeit vom späten Maastrichtien (Zonen 25–26 nach SISSINGH 1977) bis an die Grenze Danien/Thanetien (NP4/5), lokal sogar inklusive frühes Thanetien (WINKLER 1983, S. 18).

Als Typusprofil des oberen Teils des «basalen Schlieren-Flyschs» bis zum Guber-Sandstein kann der Aufschluss am Wasserfall Falhörnli im Gross Schlierental gelten (Koord. 2659.125/1198.125; WINKLER 1983; Fig. 13).

F_{sG} Guber-Sandstein (Paleozän)

Diese ebenfalls bis 250 m mächtige Einheit ist durch dickbankige, mittel- bis grobkörnige, gradierte Sandsteinbänke charakterisiert (WINKLER 1983; Fig. 11). Die Mächtigkeit einzelner Bänke kann bis 5 m betragen. Feine hemipelagische Zwischenlagen sind selten. Thinning-upward- und Thickening-upward-Zyklen bilden den Aufbau. Die Untergrenze ist vermutlich diachron von Süd nach Nord (NP5–NP6), die Obergrenze liegt im Übergang NP9 zu NP10, an der Grenze Thanetien/Yprésien («Ilerdien»; WINKLER 1983, Tab. 1). Das Gestein wird im Steinbruch Guber (Typlokalität, Koord. 2660.400/1197.800) westlich von Alpnach abgebaut und findet dank seiner Zähigkeit weite Verwendung als Bau- und Dekorationsstein (s. Kapitel Rohstoffe, S. 72).



Fig. 13: Flysch der Schlieren-Decke: Wechselfolge von dünnbankigen Sandsteinbänken und Tonstein («basaler Schlieren-Flysch»), überlagert von massivem wandbildendem Guber-Sandstein bei Falhörnl, Koord. 2659.250/1198.125. Foto O. Kempf, 2013.

F_{ss} Schoni- und Schlieren-Sandstein (Eozän)

In dieser Kartierungseinheit (nach SCHAUB 1951) sind folgende Einheiten zusammengefasst (nach WINKLER 1983): «obere Tonsteinschichten», unterer und oberer Schoni-Sandstein und oberer Schlieren-Sandstein (Fig. 11). Die gesamte Mächtigkeit kann bis zu 1000 m erreichen. Der untere Teil der kartierten Einheit («obere Tonsteinschichten» und unterer Schoni-Sandstein) ist feinkörnig mit einem Trend zu dickeren und gröberen Sandsteinbänken gegen oben. Der obere Schoni-Sandstein zeigt grosse Ähnlichkeit mit dem Guber-Sandstein. Der obere Schlieren-Sandstein ist gekennzeichnet durch das häufige Auftreten von 2–3 m dicken grauen turbiditischen Peliten mit dünner Sandsteinbasis. Synsedimentäre Rutschpakete (Slumps) sind nicht selten. Vom frühesten Yprésien («Ilerdien»; NP10) dauert die Sedimentation dieser Einheit bis ins späte Yprésien («Cuisien»; NP14).

Typlokalität ist die Alp Schoni westlich von Geretschwand (Koord. 2658.725/1198.375), Typusprofile des Schoni- und Schlieren-Sandsteins finden sich entlang der Gross Schliere westlich des Wasserfalls Falhörnl.

QUARTÄR

Pleistozän

q_m Till des Brünig-Aaregletschers (ältere Vergletscherung)

Ganz im Norden des Kartengebiets (Koord. ca. 2662–2664/1206) finden sich glaziale Ablagerungen, die von der Höhenlage her einer älteren Vergletscherung (des mittleren Pleistozäns) zugeschrieben werden müssen. Neben einzelnen Blöcken aus dem Aar-Massiv dominieren Kalke des Helvetikums, Sandsteine des Schlieren-Flyschs und Gerölle aus der Giswiler Klippenregion (KOPP 1962).

q_{mB} Letzteiszeitlicher Till des Brünig-Aaregletschers

q_{mE} Letzteiszeitlicher Till des Engelberger Gletschers

Der grösste Teil des Tills ist letzteiszeitlich und stammt entweder vom Brünig-Aaregletscher (q_{mB}) oder vom Engelberger Gletscher (q_{mE}). Till des letzteren ist vor allem im Tal des Steinibachs südöstlich des Stanserhorns verbreitet. Der Grat beim Ächerli zwischen dem Südende des Stanserhorns und dem Arvigrat bildet die Grenze zum Till des Brünig-Aaregletschers (CHRIST 1920). Im Becken von Stans-Stansstad traf der Engelberger Gletscher einerseits auf den durch das Drachenried fliessenden Nebenarm des Brünig-Aaregletschers und wenig nördlich auf dessen Hauptarm, der durch das Gebiet des Alpnachersees abfloss. Zeitweise stiess der Engelberger Gletscher bis über Stansstad gegen Norden vor und blockierte so den Brünig-Aaregletscher (HANTKE 1988), dann zog er sich wieder ins Engelbergertal zurück, und der Brünig-Aaregletscher konnte bis in die Mulde von Obbürgen am Bürgenstock vorstossen. Gemäss CHRIST (1920) sind die östlichsten Moränenzüge am Nordfuss des Stanserhorns bis ins Tälchen von Chälen im Süden des Klosters von Stans vor dem endgültigen Rückzug der Gletscher noch mit Eis des Engelberger Gletschers bedeckt gewesen. Gemäss HANTKE (1988, S. 322) reichte der Engelberger Gletscher gegen Westen zeitweise bis zur Cheiseregg (Koord. 2669.200/1200.300).

Der über den Brünigpass nach Nordosten abfliessende Arm des Aaregletschers füllte den grössten Teil der Talung zwischen Stanserhorn und Pilatus. Auch die Talung westlich von Hergiswil wurde grösstenteils mit Aare-Eis gefüllt, wobei vermutlich ein Teil über den Rengpass (Koord. 2665.000/1203.250) nach Norden abfloss, wofür ein Moränenrest mit Erratikern auf dem Pass spricht. Kleinere Lokalgletscher führten sowohl vom Pilatus als auch vom Stanserhorn her Eis zu. Auch aus dem Schlierengebiet ist wohl Eis in einer späten Phase zugeflossen.

Moränenwälle, Drumlins, Rundhöcker

Markante Moränenwälle des Brünig-Aaregletschers sind bei Allweg (Koord. 2668.500/1201.050), wo dieser vermutlich mit dem Engelberger Gletscher zusammentraf, sowie am Mueterschwanderberg (Koord. ca. 2665.400/1199.800). Der Letztere dehnt sich über 1,5x0,4 km aus und enthält hauptsächlich granitische Erratiker (GEBEL 1983). Weitere Moränenwälle finden sich oberhalb der Chli Schliere zwischen Alpeli und Grueben westlich von Alpnach, auf der Südostflanke des Pilatus und am Bürgenstock.

Drumlins sind sehr selten und treten nur im Gebiet nördlich von Mirgg-Ober Ei, ENE Kerns, in Erscheinung.

Die Verbreitung von Rundhöckern beschränkt sich auf den Bürgenstock bei Boden und Mattli (WANNER 1987). Anhand erhaltener Schliiffspuren kann eine Bewegung des Eises gegen Nordwest (bei Lehmattalpeli), West (bei Allmend) und Südwest (bei Balmchappili) rekonstruiert werden.

Schotter

Letzteiszeitliche Schottervorkommen lassen sich im Gebiet des Atlasblattes in zwei Gebieten nachweisen. Östlich von Alpnach bei Sattel-Bergli, am nördlichen Talausgang der Chli Schliere gelegen, befindet sich ein *randglazialer Schotter*.

Bei Oberdorf (NW), am Ostrand des Atlasblattes, tritt lokal *glazifluvialer Schotter* auf, der am Vorder Ennerberg abgebaut wird. Die Bildung des gegen Nordosten geschütteten Schotters fand während des vorletzten Eistrückzugs statt, da er teilweise von jüngstem letzteiszeitlichem Till überlagert ist (NAGRA 1997).

q_{lm} Lokaler Till

Drei grössere Areale von lokalem Till befinden sich auf der Nordseite des Pilatus. Im Westen sind entlang des Giessbachs (Giessbachgletscher, HANTKE 1988) mehrere Wälle vorhanden; dessen Gletscherzunge vom Nordhang des Pilatus wurde aus dem Gebiet Ochs-Regenflüeli zusätzlich mit Molasseschutt versorgt. Gute Einblicke in den Till geben die Anrisse westlich des Giessbachs (bei Koord. 2656.0/ 1205.6). Ein weiterer Lokalgletscher folgte dem Eigental nach Osten und entlang dem heutigen Rümliqbach gegen Norden (GEHRIG & FUNK 1991). Dessen Till ist vor allem auf der Südseite des Tals fast völlig durch Hangschutt und Bachschuttkegel verdeckt. Dieser Gletscher wurde auch von der Lauelenegg im Osten mit Gesteinen des Helvetikums und des subalpinen Flyschs gespeist. Nördlich der Fräkmüntegg bildete sich ebenfalls an der Nordflanke des Klimsenhorns eine lokale Eismasse, die Richtung Nordosten abfloss.

Ablagerungen von Till kleiner Lokalgletscher, teilweise mit Wällen, sind auch an der Südflanke des Pilatus zu beobachten: Von West nach Ost sind das die Gebiete Oberalp, Bründle, Widderfeld, Chilchsteine und Galtigen-Haselwald.

Südlich des Matthorns finden sich zwischen Ämsigen und Lütoldsmatt ähnliche kleine Vorkommen.

Auch im Einzugsgebiet der Chli und Gross Schliere sind lokale Tillvorkommen kartiert (SCHAUB 1951). Eine Abgrenzung gegen den Till des Brünig-Aaregletschers ist schwierig und basiert in der Karte vor allem auf morphologischen Überlegungen (Höhenlage des Brünig-Aaregletschers und seine Ausdehnung ins Schlierengebiet). Vermutlich konnte der Brünig-Aaregletscher etwa bis Alpeli vorstossen und die Wälle südlich von Eichetschwand bilden. Die weiter westlich gelegenen Wälle werden dem lokalen Schlierengletscher zugeordnet.

Vom Nordhang des Stanserhorns wird lediglich das kleine Tillvorkommen bei Bluematt (Koord. 2669.400/1199.100) erwähnt (CHRIST 1920).

Holozän

In-situ Verwitterungsschutt der Klippen-Decke

Auf der Südseite des Stanserhorns, von Ober Holzwang bis zum südlichen Kartengebietsrand bei Eggi, gibt es Vorkommen von Gesteinen des Doggers, des Malms und der Kreide, die nicht im Schichtverband angetroffen werden. Einzelne kleine Aufschlüsse, wie beispielsweise an der Chienerenegg etwas nördlich von Pkt. 1533, zeigen mehr oder weniger zusammenhängende Blöcke von Gestein, die sich aufgrund ihrer Position meist auf Geländerücken jedoch nicht als Schutttablagerungen beschreiben lassen. Diese aufschlussarmen Gebiete wurden daher als In-situ Verwitterungsschutt der Klippen-Decke kartiert und stellen einen oberflächlich stark verwitterten und zergliederten Gesteinskörper dar, der über weite Bereiche immer wieder erkennbar ist.

Sackungsmassen, zerrüttete Sackungsmassen

Kleinere lokale Sackungsmassen finden sich im Gebiet des Pilatus vor allem an dessen Nordflanke, beispielsweise zwischen Klimsenhorn und Fräkmüntegg. Dort sind zusammenhängende Gesteinspakete gegen Norden versackt. Eine weitere Sackungsmasse aus eozänem Nummulitenkalk (Einsiedeln-Member der Euthal-Formation) befindet sich bei Vorder Gummen in der Westflanke des Engelbergertals.

Im südwestlichen Blattgebiet, auf der Südseite von Jänzi und Hochflue, liegt ein grösseres Sackungsgebiet im Schlieren-Flysch. Die Sackungsmasse selber ist treppenartig durch zahlreiche Nackentälchen gegliedert, die häufig oberflächlich Sumpf- oder Torfbildungen aufweisen. Da die Schichten wie das Gelände gegen Süden einfallen, könnten tonreichere Schichten im Guber-Sandstein als Gleithorizont fungieren.



Fig. 14: Nackentälchen auf der Westseite des Arvigrats, ungefähr am südlichen Kartengebietsrand. Im Vordergrund gegen Norden einfallende Schichten des Doggers, links dahinter das Stanserhorn; beide Gebiete sind Teil der Klippen-Decke. Im Hintergrund der subalpine Molasse-riegel der Rigi (Blick Richtung NNE). Foto O. Kempf, 2013.

Im Südosten, auf der Westseite des Arvigrats, befindet sich ein ausgedehntes Sackungsgebiet mit grossen zusammenhängenden Paketen von Dogger, Malm und Kreide der Klippen-Decke (CHRIST 1920). Daneben lassen sich auch zerrüttete Sackungsmassen ohne stratigraphischen Zusammenhang erkennen. Zahlreiche deutlich ausgeprägte Nackentälchen gliedern dieses Gebiet (Fig. 14). Die Unterlage der Klippen-Decke wird hier zum einen aus Evaporiten der Trias, zum anderen aus «Wildflysch» des Sörenberg-Melanges gebildet; beide Gesteinseinheiten könnten als Abscherhorizont infrage kommen.

Rutschmassen

Molassegebiet

Das von LOUIS (1999) untersuchte Gebiet nördlich von Hergiswil zwischen Roteflue und Haltiwald am Nordrand des Kartengebiets (Koord.2663.8-2666.4/

1205.5–1206.0) bewegt sich gesamthaft nur wenig (<2 cm/a). In einzelnen Abschnitten jedoch, insbesondere bei Bruust sowie im westlichsten Teil unterhalb der Rote-flue, konnte er z.T. tiefgründige Bewegungen von mehr als 10 cm/a messen.

Südlich davon, im Einzugsgebiet des Steinibachs zwischen Fräkmünt und Hergiswil, hat SCHINDLER (1968) eine Karte der Rutschungsgebiete erarbeitet, welche die damals aktiven Rutschungszonen darstellt. Bewegungsmessungen sind keine erwähnt. Eine neuere Studie von LINIGER (2003) zeigt, dass im Gebiet des Steinibachs und seiner Zuflüsse ein mittleres Gefahrenpotential für Rutschungen im lokalen Bereich besteht. Ein erhöhtes Gefahrenpotential ist entlang des Steinibachs und seiner Nebenbäche westlich von Pkt. 788 sowie bei Bibimoos (Koord. 2665.300/1205.500) ausgewiesen.

Schlierengebiet

Im Gebiet der Gross Schliere und vor allem der Chli Schliere sorgen die weichen, rutschungsanfälligen Gesteine (Mergel der Stad-Formation, des Sörenberg-Melanges und des «basalen Schlieren-Flyschs») für instabile Hänge, die bei länger andauernden Regenperioden lokal immer wieder für Rutschungen verantwortlich sind.

Über die Rutschungen bei Seewli (Koord. 2661–2662/1199–1200), die im August 2005 zwei Liegenschaften von der Umgebung abschnitten, liegt ein Bericht vor (LINIGER 2005a). Als Ursache wurde erhöhter Wasserdruck hinter den plattigen Bänken des Stad-Mergels angeführt, der sich teilweise fast explosionsartig gelöst hat. In diesem Zusammenhang wurden in der Umgebung zu dieser Zeit (21.–24.8.2005) verschiedene kleine untiefe Erdbeben registriert.

Seit dem vorletzten Jahrhundert ist die Geretschwand-Rutschung bekannt (Koord. 2659.50–2660.30/1198.25–1198.70). Trotz momentan langsamer Bewegung (1–3 cm/a) kommt es immer wieder zu Abbrüchen und kleinen Rutschungen, welche die Sperren in der Gross Schliere auffüllen oder zerstören (LINIGER 2005b).

LOUIS (2004) hat eine detaillierte Gefahrenkarte im Gebiet der Gross Schliere erstellt. Dargestellt sind neben beobachteten Stürzen und Rutschungen auch modellhaft potentielle Gefahrengebiete für Muren, Stürze und Spontanrutschungen. Sturzgefährdung liegt naturgemäss vor allem in den sandsteinreichen Gebieten vor (Guber-, Schoni- und Schlieren-Sandstein), während die Rutschungen im Gebiet des «basalen Schlieren-Flyschs» dominieren.

Gebiet Stanserhorn–Arvirat

Eine weitere bedeutende Rutschmasse befindet sich im Gebiet der Gipsgrube Melbach südwestlich des Stanserhorns. Die im Auftrag der Betreiber der Gipsgrube (Gips-Union) durch die Geotest AG (LINIGER 2004) durchgeführten Messungen ergaben Verschiebungen in westlicher Richtung von bis zu 20 cm in knapp

drei Jahren. Weitere Messungen etwas südlich der Doline Feltschiloch ergaben zwischen 1989 und 1997 Werte von durchschnittlich 6 cm/a in WNW Richtung (Murer Vermessungen, Sarnen). Weitere Gebiete mit Rutschungsmorphologie befinden sich beim Dürrenboden sowie am Vorderegg und Ronen.

Engelbergertal

Eine immer wieder aktive Rutschzone wurde im Gebiet Riedhostet oberhalb von Chappelendorf (Koord. ca. 2671.800/1196.700) untersucht (Rutschung Krättlig, LINIGER 2007). Bewegungen bis zu 25 cm/a wurden im aktivsten Teil beobachtet.

Blockschutt-, Bergsturz- und Felssturzablagerungen

Schuttmasse des Bergsturzes Kernwald

Der grösste Bergsturz im Gebiet ging aus der nordwestlichen Flanke des Stanserhorns nieder. Die Ablagerungen bilden vor allem das Gebiet des Kernwalds, sind aber auch im Gebiet St. Jakob – Rohren verbreitet, wo die Schuttmasse z.T. wieder entfernt wurde. Einzelne Blöcke gelangten bis ins heutige Alpnach (KELLER 2007). Nach Datierungen an einem Baumstamm erfolgte der Sturz etwa vor 2530 Jahren (KELLER 2007), vielleicht infolge eines stärkeren Erdbebens. ESTOPPEY (1994) konnte die Herkunft der Gesteine im Ablagerungsgebiet nach stratigraphischen Gesichtspunkten unterteilen.

Weitere Bergstürze sind im Telliwald westlich des Loppers, im westlichen Teil des Schattenbergs bei Hergiswil (Material des Helvetikums) und im Hältiwald nördlich von Hergiswil (Molassegesteine) niedergegangen. Der Rümliqbach im Eigental wird durch eine Blockschuttmasse aus dem Gebiet Regenflüeli-Studberg umgelenkt. Nach R. Gehrig (in GEHRIG & FUNK 1991) handelt es sich dabei eher um einen Bergrutsch oder einen grossen Murgang. Im Nordwesten des Kartengebiets gibt es auf der Ostflanke des Giessbachtals ebenfalls zwei Blockschuttgebiete zu beobachten.

Hangschutt

Trockene Hangschuttkegel und Hangschuttschleier finden sich an den Flanken des Stanserhorns und v.a. auf der Nordseite der Randkette (Pilatus-Lopper-Bürgenstock), also überall dort, wo im Hangenden steile Kalkwände vorhanden sind. Verbreitet sind Hangschuttkegel auch an der Ostflanke des Arvigrats.

Ungerichteten Hangschutt bildet sich vor allem im Gebiet der Randkette im Aufschlussbereich des Hohgant-Sandsteins, südlich des Mittagbüpfli oder im Bereich des Hangfusses der Hangschuttkegel. Ausgedehntere Gebiete mit Hangschutt sind auch in der steilen Flanke des westlichen Engelbergertals beheimatet.

Verlehmtter, z.T. kiesiger Hangschutt

Verlehmtter Hangschutt, der vielfach stark kiesig ist, konzentriert sich auf Gebiete in der subalpinen Molasse und im Gebiet der Schlieren-Decke, wo stark mergelige Partien innerhalb der Gesteinsabfolgen (z.B. Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh oder «basaler Schlieren-Flysch») verbreitet zu einer Verlehmung geführt haben. Ebenfalls lehmiger Hangschutt tritt in denjenigen Gebieten auf, die durch stärkere Bedeckung von letzteiszeitlichem Till geprägt sind, so auf der Ostseite des Mueterschwanderbergs, nordöstlich von Kerns, vor allem aber auf der westlichen Seite des Tals der Sarner Aa zwischen Alpnach und Sarnen.

q_b Bach- und Murgangschutt, Bachschutt- und Murgangkegel

Bach- und Murgangschutt besteht aus z.T. sehr groben Blöcken und Geröllen des jeweiligen Einzugsgebiets. Sie füllen die Talböden der Gerinne. Im Gebiet von Atlasblatt Alpnach wurden nur die Talfüllungen der grössten Bachgerinne gesondert ausgeschieden, insbesondere diejenigen, die in ihrem Unterlauf beim Austritt in die Talebene die grossen Schuttfächer aufbauen: Steinibach westlich von Hergiswil, Chli und Gross Schliere, Rübibach südwestlich des Stanserhorns und Steinibach westlich von Dallenwil. Daneben bildete sich Bach- und Murgangschutt an der Nordflanke des Stanserhorns.

Der grösste Bachschuttkegel ist jener der Gross Schliere mit einer Ausdehnung von mehr als 3 km². Im Norden wird er noch vom Bachschuttkegel der Chli Schliere überlagert, der selber auch mehr als 1 km² bedeckt. Beide Bäche sind im Unterlauf stellenweise begradigt worden. Ebenfalls ein recht grosses Gebiet nimmt der Schuttkegel des Melbachs ein, der sich über den Bergsturzkegel im Westen des Stanserhorns ausbreitet. Er entwässert das grosse Rutschgebiet zwischen Stanserhorn und Arvigrat. Sein Aufbau ist komplex, da er sich sowohl mit der Bergsturmasse des Kernwalds als auch mit den Verlandungssedimenten im Drachenried zu verzahnen scheint.

Weitere grössere und kleinere Bachschutt- und Murgangkegel trifft man im Gebiet von Kerns, nördlich von Sarnen, im nördlichen Abschnitt des Rümli-bachs, im Nordteil von Hergiswil sowie auf der Nordseite des Stanserhorns an.

q_v Verlandungssedimente

Verlandungssedimente eines ehemaligen Sees finden sich in der Ebene von Drachenried zwischen Mueterschwanderberg und Stanserhorn. Es handelt sich um meist feinkörnige Sedimente (Silt und Sand), die das glaziale Zungenbecken nach Abschmelzen des Gletschers füllten. Randlich treten auch kiesige Partien auf. Abschliessend überzogen Flussrinnen das verlandete Seebecken (ESTOPPEY 1994).

Torfmoor, Sumpf

Torfmoore treten vor allem im Verbreitungsgebiet des Schlieren-Flyschs, beidseits von Chli und Gross Schliere, auf. Kleinere isolierte Vorkommen beschränken sich auf ein Gebiet zwischen Mittaggüpfi und Rot Dossen in der Randkette sowie östlich der Fräkmüntegg im Bereich des subalpinen Flyschs.

Am Bürgenstock findet man auf letzteiszeitlichem Till in der Senke bei Chappelmatt ein Torfmoor. Südlich anschliessend, im Tannwäldli, befindet sich ein heute entwässertes Torfmoorgebiet.

Torfmoore gibt es auch noch in den grossen Talebenen, so im Grossried NE Stans, am Seeufer bei Alpnachstad und am Südende des Wichelsees.

Sumpfbereiche befinden sich hauptsächlich in Gebieten mit Till, so z.B. bei Obbürgen am Bürgenstock, bei Litzi südlich des Stanserhorns oder verbreitet im Gebiet der Schlieren-Decke. Ein zu Staunässe neigender Untergrund bildet auch der Stad-Mergel, vor allem im westlichen Teil der Pilatuskette.

Künstlich verändertes Gelände

Im Gebiet von St. Jakob wurde das Gelände teilweise eingeebnet, sei es durch Abbau der durch den Bergsturz vom Stanserhorn gebildeten Schutthügel, sei es durch Aufschüttungen zwischen diesen Hügeln. Weitere künstliche Eingriffe ins Gelände erfolgten im Gipfelbereich des Pilatus im Zusammenhang mit der Erschliessung durch die Pilatus-Bahn und am Bürgenstock infolge der Überbauung durch Hotelanlagen.

Künstliche Aufschüttung, Auffüllung

Bereiche, in denen der Mensch landschaftsgestaltend eingegriffen hat, sind einerseits Verkehrswege (z.B. entlang des Loppers oder im Tal der Sarner Aa), in neueren Wohngebieten (z.B. Fürigen, Bürgenstock), aber auch zur Befestigung von Ufergelände (Stansstad, Rotzloch). Ganz besonders ausgeprägt sind natürlich die Veränderungen in Gebieten, wo Rohstoffe abgebaut werden, wie in den Steinbrüchen Guber, Rotzloch und Ober-Rüti, im Gipssteinbruch Melbach oder an den Schotterabbaustellen Cholwald im Südteil des Mueterschwanderbergs und Vorder-Ennerberg östlich von Stans.

Rezente Alluvionen

Rezente Alluvionen bedecken die Haupttäler und grösseren Nebentäler des Blattgebiets. Die Ablagerungen bestehen aus kiesig-sandig-siltigen Sedimenten der Flüsse und ihrer Schwemmfraucht. Daneben findet sich im Untergrund aber auch verbreitet Torf, z.B. in der grossen Verebnung um Stans und Stansstad oder bei Sarnen, wie aus zahlreichen Bohraufnahmen ersichtlich ist.

Höhlen

Die wohl bekannteste Höhle im Gebiet des Atlasblattes ist das Mondmilchloch, die bereits im 16.Jh. erwähnt wird (GESNER 1555). Ausführlich wird die Erforschungsgeschichte der Höhle in FISCHER (1987) diskutiert. Auch über die Entstehung des Namens wird eingehend berichtet. Mondmilch ist der Begriff für ein unterirdisches Vorkommen einer Mischung aus feinstkristallinem Kalzit und Wasser. Ihre Entstehung und «medizinische Bedeutung» wird bei FISCHER (1987) ebenfalls beschrieben. Der Höhleneingang liegt bei Koord. 2659.480/1202.030 auf 1710 m ü.M. (M. Trüssel, schriftl. Mitt.). Die Höhle selbst ist bis in 108 m vermessen (FISCHER 1987). Funde von Höhlenbärenzähnen durch P. Hofmann und P. Felber belegen, dass die Höhle zumindest seit Ende der letzten Eiszeit besteht.

Weitere Höhlen existieren im Gebiet Widderfeld (Dohlenloch, Dominikloch) und bei Langenmatt (TRÜSSEL 2012).

TEKTONIK

Auf dem Gebiet des Atlasblattes Alpnach liegt ein Deckenstapel vor, der paläogeographisch vom nordalpinen Vorland bis ins Südpenninikum reicht. Im Norden ist die Drusberg-Decke auf einem Kissen von subalpinem Flysch auf die subalpine Molasse aufgeschoben. Die Drusberg-Decke trägt in ihrem Hangenden mittelpenninische und südpenninische Decken (Klippen- und Schlieren-Decke). An der Basis dieser penninischen Decken findet sich das ultrahelvetische Sörenberg-Melange.

MOLASSEBECKEN

SUBALPINE MOLASSE

Als nördlichstes und tiefstes Element findet man in der nordwestlichen Ecke des Kartengebiets ein nach SSW einfallendes Paket von Unterer Süsswassermolasse (USM) der Höhrnen-Schuppe (Taf. I, Profil 1; vgl. Fig. 2).

Darüber folgt eine geringmächtige Schuppe (Hornbüel-Schuppenzone) von Unterer Meeresmolasse (UMM). Südlich auf diese Schuppe aufgeschoben folgt die Hilferen-Schuppe, beginnend wiederum mit südostfallender UMM. Stratigraphisch anschliessend liegt darüber eine Synklinale aus USM. Am Westrand des Kartengebiets findet sich noch eine kleine Antiklinale derselben Schuppe von UMM (BUXTORF et al. 1941, DIEM 1981). Deren Faltenachse taucht nach Osten ab, sodass südwestlich des Ochs, etwa bei Koord. 2657.000/1203.700, die Konglomerate der USM einen nord- und einen südfallenden Faltenschenkel bilden. Weiter Richtung Eigental stellt sich nördlich dieser Antiklinale bei Studberg eine flache Synklinale ein (Fig. 15). Diese Struktur wird aber jäh unterbrochen durch einen Querbruch zwischen Ober-Pfyfferswald und Gumm (BUXTORF 1957), der den Mulden-Süd-schenkel durchschneidet. Während westlich des Bruchs die Konglomeratbänke noch nach NNE einfallen, wechselt das Fallen östlich des Bruchs in Richtung Süd-osten.

In der Gegend von Mülimäs (Koord. ca. 2662/1205) ändert das Fallen gegen Osten von SSE nach SSW. Nach BUXTORF et al. (1941) passiert dies an einem NW-SE streichenden Bruch (Gredloch-Querbruch).

HELVETIKUM

SUBALPINE FLYSCH-ZONE

Eine meist weniger als 1 km breite Zone von subalpinem Flysch ist auf die Molasse aufgeschoben. Die wenigen Aufschlüsse zeigen variierende Fallrichtun-

gen und -winkel, was auf interne Verfallung der mergelig bis sandig-mergeligen Gesteine hinweist. Im Gebiet westlich von Hergiswil zeigen auch die Schichten ein einheitlicheres Einfallen gegen SSE.

DRUSBERG-DECKE

Das Helvetikum wird hier in drei Abschnitten behandelt, um den unterschiedlichen Strukturen gerecht zu werden.

Gebiet Wirzweligrat

Die Westseite des Engelbergertals in der Südostecke des Gebiets von Blatt Alpnach ist durch ein enges liegendes Antiklinal-Synklinalpaar gekennzeichnet (GÜBELI 1994; Taf. I, Profile 2, 4). Die Stirnumbiegung der Antiklinale in den Kreidekalken (Schrattenkalk-, Garschella- und Seewen-Formation) ist nördlich der Vorder Wissflue sichtbar (Koord. 2671.600/1196.550). Die Strukturen in den Kreideschichten der Drusberg-Decke lassen sich problemlos über die Talung des Engelbergertals korrelieren, wie dies auf der strukturgeologischen Karte 1:100000, Bl. 4 Brünig (PFIFFNER et al. 2010) ersichtlich ist.

Gebiet Bürgenstock–Mueterschwanderberg

Verschiedentlich wurden diese zwei Gebiete als Bürgenstock-Teildecke gegenüber der Pilatus-Teildecke abgegrenzt und zusammen der Randkette zugeordnet. Nach heutiger Interpretation ist die Randkette Teil der Drusberg-Decke (PFIFFNER et al. 2010, Karte 1:100000). Entgegen früheren Ansichten (u.a. BUXTORF 1910, HANTKE 1961) betrachteten bereits FERRAZZINI & SCHULER (1979), dann aber auch WANNER (1987) die Fürigen-Schuppe nordwestlich des Bürgenstocks als Teil der Bürgenstock-Teildecke. Gegen eine Parallelisierung dieser Schuppe mit der Pilatus-Scholle sprach für Wanner das Vorhandensein der Seewen-Formation, die sowohl in den südlichen Teilen des Pilatus als auch am Lopper völlig fehlt. Die Abgrenzung erfolgt entlang eines SW–NE verlaufenden Bruchs.

Der Hauptteil des Bürgenstocks wird im östlichen Teil durch eine Synklinale und eine südlich und nördlich anschliessende Antiklinale geprägt (Taf. I, Profil 3). Diese sind lokal durch Längsbrüche bzw. Überschiebungen gestört (WANNER 1987, Fig. 56). Im westlichen Teil ist auch die Synklinale intern zusätzlich verfalltet, wie die deutlich sichtbare Kleinfältelung im Seewen-Kalk auf der Westseite des Bürgenstocks zeigt.

Der Mueterschwanderberg besteht aus einer Antiklinale mit steilem, z.T. durch mehrere Brüche abgesetztem NW-Schenkel und einem flacher einfallenden SE-Schenkel (BUXTORF et al. 1916, GEBEL 1983; Taf. I, Profil 2). Im Gebiet Blatti-



Fig. 15: Synklinale aus mächtigen Konglomeratbänken der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh zwischen Regenflüeli (links) und Studberg (Mitte). Die gegen Osten abtauchende Synklinale ist Teil der Hilferr-Schuppe und der helvetischen Randkette mit dem Klimsenhorn (rechts) nördlich vorgelagert. Die subalpine Flysch-Zone dazwischen ist nicht sichtbar. Blickrichtung gegen Osten. Foto O. Kempf, 2013.

berg treffen sich zwei Bruchsysteme: Eines zieht mit dextralem Versatz gegen Nordwesten und kann jenseits des Alpnersees mit dem Lopperbruch verbunden werden, das zweite, mit sinistralen Versatz, zieht nach Nordosten und verbindet sich mit einem Bruch in der Fürigen-Schuppe am Bürgenstock. Diese beiden Querbrüche begrenzen das Pilatusmassiv im Osten; die unterschiedliche Fazies in den Kreideschichten könnte darauf hindeuten, dass diese Brüche sich aus bereits mesozoisch angelegten synsedimentären Brüchen entwickelten. Das Abschnitten der Kreideabfolge des Pilatus gegen Osten ist entgegengesetzt zum Abschnitten der Kreide in der Axen-Decke gegen Westen im Engelbergertal. Es ist anzunehmen, dass bei der Deckenbildung die Kreide östlich des Engelbergertals mit dem Jurastockwerk der Axen-Decke solidarisch blieb, während diese Kreide im Westen abgeschert wurde und heute das Pilatusmassiv aufbaut. Diese Vermutung wurde

schon von MENKVELD (1995) angedeutet und in der palinspastischen Rekonstruktion von KEMPF & PFIFFNER (2004) dargestellt. Ein abrupter Faziesübergang von der Zementstein-Formation und geringmächtiger Palfris-Formation (beide Formationen stehen im Kartengebiet nicht an der Oberfläche an) zum mächtigeren Vitznau-Mergel würde das mechanisch unterschiedliche Verhalten erklären.

Ein weiterer unscheinbarer Querbruch verläuft durch die Schlucht des Rotzlochs in NNW-Richtung. Schliesslich kann im Rotzberg ein WSW-ENE steichender Längsbruch kartiert werden, der vielleicht mit dem E-W streichenden Längsbruch am Süden des Bürgenstocks verbunden werden kann.

Gebiet Pilatus

Die ersten Querprofile durch das Pilatusgebiet stammen von KAUFMANN (1867). Die wichtigsten Strukturen hatte er bereits erkannt und auch in Zeichnungen dargestellt. Dank verbesserter Kenntnis der Stratigraphie und insbesondere der seit der Jahrhundertwende neuen tektonischen Erkenntnisse hat BUXTORF (1924) eine Serie von auch heute noch gültigen Profilen durch das Pilatusgebiet zwischen Lopper und Wängengrat publiziert. Darin ist auch eine Skizze mit den massgebenden Elementen (stratigraphische Abfolgen, Gewölbe, Mulden) enthalten. Der Zusammenhang in grösserem Rahmen findet sich in der strukturgeologischen Karte von PFIFFNER et al. (2010, Bl. 4 Brünigpass) und den dazu gehörenden geologischen Profilen (PFIFFNER 2011; Taf. II).

Eine tiefe Synklinale, begleitet von einer Überschiebung, trennt die Pilatus-Scholle mit ihren Falten vom nördlichsten Rand der Drusberg-Decke (der sogenannten Randkette). Diese Struktur zeigt sich an den teilweise verkehrt liegenden Kreideschichten, die nördlich von Pilatus-Tomlishorn auf das Eozän aufgeschoben sind (Taf. I, Profil 2).

In der Pilatus-Scholle selbst beobachtet man eine tiefe, mit eozänen Sedimenten gefüllte Synklinale zwischen Tomlishorn und Matthorn. Diese Synklinale teilt sich nach Osten in drei Synklinalen. Die nördlichste zieht Richtung Esel zur Bergstation der Seilbahn, die mittlere zieht längs des Bahntrasses in nördlicher Richtung nach Rosegg. Die südliche Synklinale biegt zuerst nach Südosten ab, um dann bei Obersteigli nach Norden Richtung Tellen abzubiegen. Zwischen der mittleren und der südlichen Synklinale befindet sich eine im Kartenbild gut ersichtliche Antiklinale, das Steigli-Gewölbe (IV) von BUXTORF (1924). Diese taucht steil nach SSW ab und verschwindet im Untergrund. Die Antiklinale zwischen der nördlichen und mittleren Synklinale, das Esel-Gewölbe (III) von BUXTORF (1924), ist eng gepresst und durch steile Brüche gekennzeichnet. All diese Strukturen streichen nach Nordosten in die Luft und sind wahrscheinlich durch die Lopper-Querstörung abgeschnitten.

Im Westen tauchen diese Falten nach Westen ab, setzen sich in den eozänen Schichten fort und verschwinden schliesslich unter die Schlieren-Decke.

Eine markante Antiklinale, das Matthorngebölbe (V) von BUXTORF (1924), zieht südlich des Matthorns durch. Dessen Kern bildet ein durchlaufendes Band von Helvetischem Kieselkalk. Der Südschenkel des Matthorngebölbes ist oft durch flach liegende Verschiebungen gestört, beispielsweise bei der Grossmatt (Koord. 2663.350/1200.800) oder im Wolfortbach (2664.125/1201.850). Der Nordschenkel ist weitgehend überkippt und gegen NE stellen sich auch Überschiebungen ein.

Weitere Details zur Internstruktur des Pilatusmassivs können der hervorragenden Zusammenfassung von BUXTORF (1924) sowie den tektonischen Betrachtungen von ROESLI (1967, S. 590f.) entnommen werden.

ULTRAHELVETIKUM

SÖRENBERG-MELANGE

Das Sörenberg-Melange («Wildflysch» BAYER 1982) ist eine heterogen zusammengesetzte Einheit aus Gesteinen der liegenden helvetischen und der hangenden penninischen Decken. Entstanden ist das Melange während des Überschiebungsprozesses längs der Basalüberschiebung der hangenden Decke (PFIFFNER 2009). In der Matrix treten oft Gesteinspakete auf, die entweder von der liegenden Einheit (Wang-Formation, Einsiedeln-Member, Bürgen-Formation) oder von der hangenden Einheit (Sandsteine des «basalen Schlieren-Flyschs») weggerissen wurden. Die Mächtigkeit dieser Einheit schwankt enorm und durchgehende tektonische Strukturen sind nicht auszumachen.

MITTELPENNINIKUM

KLIPPEN-DECKE

Das Stanserhorn bildet eine grosse Synklinale mit stark verfalteten Kreidekalken im Kern (CHRIST 1920, FELBER 1984) und zwei Faltenschenkeln, bestehend aus sämtlichen Einheiten von der Trias bis zum jüngsten Jura (Taf. I, Profile 2, 4). Der Südschenkel ist überkippt, und die stratigraphischen Einheiten sind viel mächtiger als jene des flach einfallenden Nordschenkels. Das Scharnier der Synklinale ist infolge vielfacher Verfaltungen innerhalb der «Zoophycos-Schichten» recht kompliziert gebaut. Die unterschiedlichen Mächtigkeiten der Schichten beider Schenkel könnte auf einen synsedimentären Bruch deuten, ähnlich wie dies in der Klippen-Decke im Gantrischgebiet angenommen wird (WISSING & PFIFFNER 2002). Durchziehende Querbrüche sind in der Klippe des Stanserhorns nicht auszumachen.

Die Klippen-Decke liegt auf dem Sörenberg-Melange. Als Abscherhorizont der Klippen-Decke fungierten die triassischen Evaporite, welche an mehreren Stellen längs der basalen Überschiebungen aufgeschlossen sind.

Südlich des Passes von Ächerli bildet die Klippen-Decke am Arvigrat eine generell nach Norden einfallenden Platte (RAMSEYER 1977). Der grösste Teil westlich des Grats gehört einer grossen Sackungsmasse an (CHRIST 1920; vgl. Fig. 14). Entgegen dessen Darstellung sind aber auch die Gebiete um Heitletsboden, Schwendflue oder Wissdossen nicht anstehend.

OBERPENNINIKUM

SCHLIEREN-DECKE

In der Südwestecke des Kartengebiets liegen die östlichsten Teile der Schlieren-Decke (SCHAUB 1967), einer Decke bestehend aus südpenninischem Flysch. Insgesamt bildet der Guber-Sandstein ein 200–300 m mächtiges Band rund um die Abfolge des Schoni- und Schlieren-Sandsteins. Zusätzlich markiert ein dünnes Band von «basalem Schlieren-Flysch» das unmittelbar Hangende der basalen Überschiebung der Schlieren-Decke, wodurch sich eine Muldenstruktur ergibt (Taf. I, Profil 1).

Im Norden, beim Fulendossen (Koord. 2657.4–2658.1/1199.5), ist dagegen eine tektonische Repetition auszumachen. Hier liegt eine überkippte Serie von Schoni- und Schlieren-Sandstein im Liegenden eines steilstehenden Pakets von Guber-Sandstein (WINKLER 1983 und W. Winkler, mündl. Mitt.). Im Süden, im Gebiet der Hohflue (Koord. 2657.400/1196.300), ist der Guber-Sandstein selbst auch in leicht überkippter Lage. Der südlich an die Zone von «basalem Schlieren-Flysch» anschliessende Guber-Sandstein gehört zum grössten Teil einer versackten Masse an. Interessant ist, dass die Schichten des Guber-Sandsteins vielfach schief zum Streichen der Strukturen in der Drusberg-Decke und in der subalpinen Molasse verlaufen; dieser Trend zeigt sich auch westlich des Kartengebiets. Diese abweichende Streichrichtung könnte mit der Interndeformation im Gefolge der Platznahme der Schlieren-Decke auf die künftigen helvetischen Decken erklärt werden.

Unterlagert wird die Schlieren-Decke überall vom Sörenberg-Melange. Die Abgrenzung zwischen «basalem Schlieren-Flysch» und Melange ist oft nicht einfach, da Aufschlüsse vielfach fehlen und auch Teile der Schlieren-Decke im Sörenberg-Melange selber vorkommen.

TEKTONISCHE ENTWICKLUNG

Die Deformation der verschiedenen Decken im Gebiet des Atlasblattes Alpnach fand bei niedrigen Temperaturen statt. In Analogie zu den Nachbargebieten dürfte die metamorphe Überprägung höchstens knapp anchizonal sein. Infolge dieser niedrigen Temperaturen bildete sich in den verschiedenen Gesteinen keine Schieferung aus. Somit fehlt ein Werkzeug für die Ausscheidung klassischer Phasenabfolgen. Aus dem Alter der beteiligten Sedimente können gewisse Randbedingungen definiert werden, und im Vergleich mit den Nachbargebieten in der Ostschweiz (MILNES & PFIFFNER 1977, PFIFFNER 1978) und der Westschweiz (BURKHARD 1988) kann aus Analogiegründen eine relative Datierung hergeleitet werden. Die genauere zeitliche Einreihung der Deformationsphasen ist in PFIFFNER (2011) zusammengefasst.

In einer ersten Phase erfolgte die Platznahme der penninischen Decken auf die künftigen helvetischen Decken. Im Osten (Pizolgebiet) entspricht dies der Pizol-Phase, bei der die Blattengrat- und Sardona-Decke auf den nordhelvetischen Flysch aufgeschoben wurden. Das Äquivalent im Westen ist die Plaine-Morte-Phase, während der die ultrahelvetischen und penninischen Decken im Gebiet der Plaine Morte auf den künftigen helvetischen Decken Platz nahmen.

Im Gebiet des Atlasblattes Alpnach wurde bei der Platznahme der penninischen Schlieren- und Klippen-Decke das Sörenberg-Melange angelegt. Beim Transport dieser penninischen Decken wurden einzelne Späne und Blöcke vom Liegenden und Hangenden abgeschert und vermischt. Entsprechend sind in diesem tektonischen Melange Komponenten sehr unterschiedlicher Herkunft vorhanden (beispielsweise Schlieren-Flysch aus dem Hangenden, Nummulitenkalke aus dem Liegenden). Die jüngste Komponente ist Nummulitenkalk der Bürgen-Formation (Lutétien), die auf eine Platznahme der penninischen Decken ab dem späten Eozän deuten (ab ca. 40 Ma).

Die Grenze zwischen Sörenberg-Melange und penninischen Decken einerseits sowie zwischen Sörenberg-Melange und helvetischen Decken andererseits ist jedoch schlecht aufgeschlossen und fliessend. Trotzdem lässt sich südlich und südwestlich des Gebiets von Blatt Alpnach im Kartenbild eindeutig erkennen, dass das Melange und die Schlieren-Decke die Kerne von tiefen Synklinale innerhalb der Drusberg-Decke füllen. Südlich der Linie Kerns-Sachseln zieht ein dünnes Band von Ultrahelvetikum (Sörenberg-Melange) entlang einer Synklinale Richtung Giswil, und von Sörenberg zieht ein dünnes Band von Schlieren-Decke und Ultrahelvetikum Richtung WSW nach Habkern. Die Schlieren-Decke endet in einer synklinalen Umbiegung. Das Kartenbild (vgl. PFIFFNER et al. 2010, Bl. 4) zeigt eindeutig, dass die basale Überschiebung der Schlieren-Decke und des Sörenberg-Melanges in die internen Falten der Drusberg-Decke eingefaltet und somit älter sind als die Interdeformation der Drusberg-Decke.

Die Interndeformation der Drusberg-Decke wie auch der Axen-Decke im Süden wird einer zweiten Phase, der Calanda-Phase (im Osten definiert) bzw. der Prabé-Phase (im Westen definiert) zugeschrieben. Während dieser Phase wurden die helvetischen Decken durch grossmassstäbliche Falten und Überschiebungen intern verkürzt und verdickt. Einhergehend mit diesen Strukturen wurden lokal auch Querbrüche angelegt. Zudem wurde mit der Faltung auch die basale Überschiebung des Sörenberg-Melanges sowie der Schlieren- und Klippen-Decke verfaltet. Die jüngsten Sedimente der Drusberg-Decke, die von dieser Interndeformation erfasst wurden, entstammen der Stad-Formation (Stad-Mergel, Priabonien). Demnach hat die Interndeformation frühestens im mittleren Oligozän, vor ca. 30 Ma, eingesetzt.

Die Platznahme der helvetischen Decken erfolgte gleichzeitig mit deren interner Deformation. Dies zeigt sich daran, dass die grossen Antiklinalen eigentliche Abscherfalten sind: Die Kerne der Falten sind mit mergelig-tonigen Sedimenten gefüllt, Sedimente, die auch den Abscherhorizont ausmachen. Für die Drusberg-Decke bzw. die Drusberg-Überschiebung war dies der Vitznau-Mergel. Im Liegenden der Drusberg-Überschiebung bildete sich analog zum Sörenberg-Melange ein Paket von Mergel mit gradierten Sandsteinbänken, das mit dem südhelvetischen Flysch korreliert werden kann (subalpine Flysch-Zone). Anderorts finden sich in derselben tektonischen Position Komponenten südhelvetischer und nordhelvetischer Herkunft, also Schürflinge, die vom Hangenden unter die Drusberg-Überschiebung gerieten und Schürflinge, die vom Liegenden abgeschert und mitgerissen wurden. In diesem Fall ist von einem echten tektonischen Melange auszugehen.

Mit der Platznahme der helvetischen Decken wurden auch die Molasse-sedimente im Liegenden zusammengestaucht, d.h. in Schuppen gelegt und gefaltet, und anschliessend überfahren. Die jüngste stratigraphische Einheit, die überfahren wurde, ist die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh des Chattiens. Demnach fällt die Platznahme der Drusberg-Decke frühestens ins Miozän (ab ca. 23 Ma). Andererseits sind im Nordwesten des Gebiets von Blatt Alpnach die OMM und OSM in der aufgerichteten mittelländischen Molasse durch die anrückende subalpine Molasse deformiert worden, was auf Bewegungen schliessen lässt, die bis ins späte Miozän (post-Serravallien) dauerten.

Im Süden des Gebiets von Atlasblatt Alpnach steigt die Drusberg-Überschiebung wie auch die Axen-Überschiebung nach Süden auf, ein Effekt der auf die Aufwölbung des Aar-Massivs zurückgeht. Diese Aufwölbung wurde durch Falten und Überschiebungen verursacht, die sich in der autochthonen Sedimentbedeckung auf eindruckliche Art zeigt. Im Westen wird diese Deformation der Kiental-Phase zugeschrieben. Im Osten wird sie ebenfalls als Calanda-Phase bezeichnet, wobei klar ist, dass diese Phase im Aar-Massiv chronologisch später stattfand als die Interndeformation der helvetischen Decken (vgl. PFIFFNER 2010). Im Raum Grindelwald ist die Axen-Überschiebung durch eine noch jüngere

Phase, die Grindelwald-Phase, weiter passiv rotiert worden, sodass sie etwa an der Grossen Scheidegg vertikal gestellt ist. Es ist davon auszugehen, dass die Aufwölbung des Aar-Massivs, die im Querschnitt des Grossen Melchtals von einer gewaltigen basalen Aufschiebung begleitet ist, mit der Verschuppung der subalpinen und der Aufrichtung der mittelländischen Molasse verknüpft ist. Demnach wäre die Kiental-Phase ins frühe Miozän, die Grindelwald-Phase ins späte Miozän zu stellen. Die Drusberg-Decke im Gebiet des Atlasblattes Alpnach wäre dabei passiv nach Norden transportiert worden.

ROHSTOFFE

Bergbau

Bausteine

Bausteine werden v.a. im Steinbruch Guber (Koord. 2660.500/1197.700) aus dem Guber-Sandstein gewonnen, einem sehr zähen und witterungsbeständigen Gestein. Der Steinbruch hat eine über 100-jährige Geschichte und wurde ursprünglich zur Gewinnung von Material für die Bachverbauungen u.a. in der Gross Schliere angelegt. Er wird derzeit von der Guber Naturstein AG betrieben. Eine Vielfalt von rohen und bearbeiteten Produkten wird hergestellt, wobei die Pflastersteinproduktion und die Anfertigung von Steinkörben dominieren. Bearbeitete Gesteine für Platzgestaltungen und Mauern findet man in verschiedenen Schweizer Städten (z.B. Altstadt von Bern), und poliert eignet er sich als Dekorationsstein.

Schotter

Beim Rotzloch (Koord. ca. 2668/1202) südwestlich von Stansstad wurde bis vor wenigen Jahren der Helvetische Kieselkalk vor allem für Bahnschotter abgebaut. Neu wird dasselbe Gestein bei Ober-Rüti (Koord. 2667.2/1201.2) gewonnen und über einen Vertikalschacht und einen unterirdischen Stollen (WILDBERGER 2008) zur Verarbeitung ins Rotzloch transportiert.

Schotter wird aber auch in verschiedenen kleineren Gruben gefördert, so bei Vorder-Ennerberg (Koord. 2672.8/1202.0) aus glazifluviatilem Schotter, im Oberwald (2666.6/1195.5) aus Hangschutt oder z.B. bei Ober-Ei (2666.2/1195.5) aus Moränenmaterial. Bei Cholerüti (2665.0/1198.8) wird Bergsturzmaterial abgebaut.

Gips

Gips aus den Basisschichten der Klippen-Decke (Trias) wird seit 1931 im Steinbruch Melbach (Koord. 2667.5/1196.2) der Fixit AG abgebaut.

Bis etwa 1917 wurde im Steinbruch Ribenen (Gips-Union) bei Rohren (Koord. 2668.2/1199.5) Gips gewonnen. Durch eine Rutschung im Jahr 1917 wurden grosse Teile des Steinbruchs zugeschüttet (CHRIST 1920).

HYDROGEOLOGIE

Grundwasservorkommen

Die Angaben zu den Quellen stammen von den betreffenden Autoren sowie von den kantonalen Ämtern. Die Grundwasserverhältnisse wurden der Hydrogeologischen Karte der Schweiz 1:100000 entnommen.

Grundwasser in Alluvialebenen

Die grössten Grundwasservorkommen befinden sich unterhalb der Ebene zwischen Stans, Stansstad und Buochs (Blatt Beckenried), gespiesen zum grössten Teil aus dem Engelbergertal und vom Nordhang des Stanserhorns.

Ein weiteres Vorkommen im Gebiet Sarnen-Alpnach wird vor allem durch die Sarner Aa, aber auch durch die Bäche aus dem Schlierengebiet und wohl z.T. auch durch Karstwässer aus dem Helvetikum gespiesen. Diese Grundwässer werden in den entsprechenden Gemeinden mit Grundwasserfassungen gefördert und genutzt.

Grundwasser in Karstgebieten

Die Kalkgebiete in der Pilatuskette und am Stanserhorn sind ebenso verkärstungsanfällig wie die Gipsvorkommen südwestlich des Stanserhorns. Die Entwässerung erfolgt denn auch meist unterirdisch, und die Quellen treten an Stauern (Mergel, dichte Sandsteine), häufig im Bereich bedeutender Überschiebungen, zutage. Markant sind die grossen Dolinen im Einzugsgebiet des Melbachs (Feltschiloch, Brüschwald) auf der Südseite des Stanserhorns.

Gemäss einem Gutachten aus dem Jahr 1904 entnimmt der Melbach, der den Gesteinen der Trias entspringt, dem Berg pro Jahr nahezu 4000 m³ Fels in gelöster Form (CHRIST 1920), was zur Bildung grosser unterirdischer Hohlräume vor allem im Gipsgebiet führte. Seit dieser Zeit allerdings wird das Wasser, das vorher aus der Schwarzeggquelle Richtung Feltschiloch und Melbach abfloss, gefasst und dem Elektrizitätswerk von Kerns zugeführt, wodurch die Auslaugung stark eingeschränkt werden konnte.

LITERATURVERZEICHNIS

- AREGGER, J. (1973): Der Pilatus. Geschichtliches und Naturwissenschaftliches. – Verh. schweiz. natf. Ges. Luzern 1972, 152. Jvers., 9–27.
- BAUMBERGER, E. (1920): Über das Alter der Vaulruz- und Ralligsschichten. – *Eclogae geol. Helv.* 16/1, 137–158.
- (1925): Die subalpine Molasse von Luzern. – *Eclogae geol. Helv.* 19/1, 165–177.
- BAYER, A. (1982): Untersuchungen im Habkern-Mélange («Wildflysch») zwischen Aare und Rhein. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 240, 1–327.
- 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.
- BECK, P. (1912): Die Niesen-Habkernerdecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faziesgebiet. – *Eclogae geol. Helv.* 12/1, 65–151.
- BIERI, B. (1978): Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im helvetischen Tertiär zwischen Vierwaldstätter- und Thunersee. – Diss. Univ. Bern.
- BODIN, S. (2006): Palaeoceanographic and palaeoclimatic changes during the late Hauterivian-Barrmenian and their impact on the northern Tethyan margin: a combined sedimentological and geochemical approach. – Diss. Univ. Neuchâtel.
- BOLLI, H. (1944): Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren Helvetischen Decken. – *Eclogae geol. Helv.* 37/2, 217–328.
- (1951): Zur Altersbestimmung von Tertiärschiefern aus dem Helvetikum der Schweizer Alpen mittels Kleinforaminiferen. – *Eclogae geol. Helv.* 43/2, 105–114.
- BOUSSAC, J. (1912): Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. – Mém. Carte géol. France.
- BREITSCHMID, A. (1978): Sedimentologische Untersuchungen in der eocaenen Hohgant-Serie im Helvetikum nördlich von Interlaken. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 143–157.
- BURGER, H. (1986): Fazielle Entwicklung und paläogeographische Rekonstruktion des helvetischen Schelfs während der untersten Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 561–615.
- BURGER, H. & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 74/2, 529–560.
- BURKHARD, M. (1988): L'Helvétie de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). – *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 63–114.
- BÜTLER, E., WINKLER, W. & GUILLONG, M. (2011): Laser ablation U/Pb age patterns of detrital zircons in the Schlieren Flysch (Central Switzerland): new evidence on the detrital sources. – *Swiss J. Geosci.* 104/2, 225–236.
- BUXTORF, A. (1908): Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen. – *Z. dtsh. geol. Ges.* 69/2, 163–197.
- (1910): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Bürgenstocks [Geol. Spez.-Karte 27, Bl. II], 9. – Schweiz geol. Komm.
- (1924): Geologie des Pilatus. – Verh. schweiz. natf. Ges. Luzern, 105. Jvers., 31–47.
- (1934): Über ein Transgressionsconglomerat des Lutétien im östlichen Pilatusgebiet. – *Eclogae geol. Helv.* 27/2, 369–370.
- (1957): Brief vom 5. Juli 1957 an Prof. L. Vonderschmitt, Basel.

- BUXTORF, A., KOPP, J. & BENDEL, L. (1941): Stratigraphie und Tektonik der aufgeschobenen subalpinen Molasse zwischen Horw und Eigenthal bei Luzern. – *Eclogae geol. Helv.* 34/1, 135–154.
- BUXTORF, A., TOBLER, A., NIETHAMMER, G., BAUMBERGER, E., ARBENZ, P. & STAUB, W. (1916): Geologische Vierwaldstättersee-Karte 1:50000. – *Geol. Spez.-Karte* 66. – Schweiz. geol. Komm.
- CARON, C. (1972): La nappe supérieure des Préalpes: subdivision et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. – *Eclogae geol. Helv.* 65/1, 57–73.
- (1976): La nappe du Gurnigel dans les Préalpes. – *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 297–308.
- CARON, C., HOMEWOOD, P. & WILDI, W. (1989): The original Swiss Flysch: a reappraisal of the type deposits in the Swiss Prealps. – *Earth-Sci. Rev.* 26, 1–45.
- CAROZZI, A. (1952): Les phénomènes de courants de turbidité dans la sédimentation alpine – une hypothèse de travail. – *Arch. Sci. Genève* 5/1, 35–59.
- CHRIST, P. (1920): Geologische Beschreibung des Klippengebietes Stanserhorn-Arvigrat am Vierwaldstättersee. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 12.
- (1934): Stanserhorn, Exkursion Nr. 56. – *Geol. Führer Schweiz* 10, 742–749. – Wepf, Basel.
- CRIMES, P., GOLDRING, R., HOMEWOOD, P., STUIJVENBERG, J. VAN & WINKLER, W. (1981): Trace fossil assemblages of deep-sea fan deposits, Gurnigel and Schlieren flysch (Cretaceous–Eocene), Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 74/3, 953–995.
- DIEM, B. (1981): Sedimentologie und Tektonik der subalpinen Molasse bei Schwarzenberg (Entlebuch). – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- (1986): Die Untere Meeresmolasse zwischen der Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern). – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 493–559.
- ECKERT, H. R. (1963): Die obereozänen Globigerinen-Schiefer (Stad- und Schimbergschiefer) zwischen Pilatus und Schratzenfluh. – *Eclogae geol. Helv.* 56/2, 1001–1072.
- EGLI, D. (1995): Geologie und Hanginstabilitäten im Einzugsgebiet der Chli Schliere, Kanton Obwalden, Alpnach. – *Diplomarb. ETH Zürich* (unpubl.).
- ESTOPPEY, D. (1994): Der Bergsturz vom Kernwald (NW/OW) und die Geologie seiner Umgebung. – *Diplomarb. ETH Zürich* (unpubl.).
- FELBER, P. (1984): Der Dogger der Zentralschweizer Klippen. – *Diss. ETH Zürich*.
- FERRAZZINI, B. & SCHULER, P. (1979): Eine Abwicklungskarte des Helvetikums zwischen Rhone und Reuss. – *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 439–454.
- FICHTER, H. J. (1933): Die Gesetzmässigkeiten der zyklischen Gliederung der helvetischen Unterkreide und ihre Anwendung auf die Stratigraphie des helvetischen Albien. – *Eclogae geol. Helv.* 26/2, 198–203.
- FISCHER, H. (1983): K-Ar- und Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glaukoniten der Helvetischen Kreide, des Tertiärs und des Oberen Jura sowie Geologie des Nord-Pilatus. – *Diplomarb. ETH Zürich* (unpubl.).
- (1987): Höhle Mondmilchloch – eine Monographie. – Mengis & Sticher AG, Luzern.
- FÖLLMI, K. B., BODIN, S., LINDER, P. & SCHOOTBRUGGE, B. VAN DE (2007): Unlocking paleoenvironmental 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.

- FÖLLMI, K. B., WEISSERT, H., BISPING, M. & FUNK, H. (1994): Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. – *Bull. geol. Soc. Amer.* *106*, 729–746.
- FRÖHLICHER, H., SCHAUB, H. & VONDERSCHMITT L. (1951): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Giswiler Klippen, den Schlierenflysch und ihre tektonische Unterlage und in die Molasse des Alpenrandes. – *Eclogae geol. Helv.* *44/2*, 363–372.
- 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 Altmannschichten in der Säntis-Churfirstengruppe (Nordostschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* *64/2*, 345–433.
- GASSER, U. (1968): Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuch (Kt. Luzern): Geologie und Sedimentologie. – *Eclogae geol. Helv.* *61/1*, 229–319.
- GEBEL, C. (1983): Geologie des Mouterschwanderberges (Kt. Obwalden). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- GEHRIG, R. & FUNK, H. (1991): Eigental. Geologie und Geomorphologie. – *Mitt. natf. Ges. Luzern* *32*, 67–82.
- GEIGER, M. (1956): Die Unterlage der zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn-Arvigrat, Buochserhorn-Musenalp und Klewenalp. – *Eclogae geol. Helv.* *47/2*, 407–452.
- GESNER, C. (1555): *Descriptio Montis Fracti sive Montis Pilati ut vulgo nominant, juxta Lucernam in Helvetia.* – Tiguri.
- GIGON, W. (1952): Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes der Grossen Emme. – *Verh. natf. Ges. Basel* *63*, 149–136.
- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G., SCHMITZ, M. D. & OGG, G. M. (2012): The geologic time scale 2012. – Elsevier.
- GRAF, A. (1984): Geologie der südlichen Pilatusgruppe unter besonderer Berücksichtigung der Hohgant-Formation. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- GÜBELI, A. (1994): WLB: Geologische Detailkartierung. – Nagra intern. Ber. NIB 94-38.
- HANTKE, R. (1961): Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* *106*, 1–210.
- (1988): Eiszeitalter – Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Bd. 3. – Ott, Thun.
- HAY, W. W. & SCHAUB, H. W. (1960): Discoasterids from the Schlierenflysch. – *Bull. geol. Soc. Amer.* *71/12*, 1885.
- HEIM, ARN. (1908): Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. Versuch zu einer Revision der alpinen Eocaen-Stratigraphie. – *Abh. Schweiz. paläont. Ges.* *35/4*.
- (1920): Beobachtungen am Mont Biffé (Montsalvens) in den Préalpes externes. – *Eclogae geol. Helv.* *15/4* (1919), 472–477.
- HEIM, ARN. & BAUMBERGER, E. (1933): Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* *68/2*, 155–220.
- HERB, R. (1962): Geologie von Amden mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 114*.
- (1988): Eocaene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. – *Eclogae geol. Helv.* *81/2*, 611–657.
- HOMEWOOD, P. (1974): Le flysch du Meilleret (Préalpes romandes) et ses relations avec les unités l'encadrant. – *Eclogae geol. Helv.* *67/2*, 349–401.

- HOMEWOOD, P. & WINKLER W. (1977): Les calcaires détritiques et noduleux du Malm des médianes plastiques dans les Préalpes fribougeoises. – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 66/2, 116–140.
- HSÜ, K. J. (1960): Paleocurrent structures and paleogeography of the Ultrahelvetetic Flysch Basins, Switzerland. – Bull. geol. Soc. Amer. 71, 577–610.
- (1974): Mélanges and their distinction from Olistostromes. – In: DOTT, R. H. & SHAVER, R. H. (Hrsg.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 19, 321–333.
- ICS [International Commission on Stratigraphy] (2013): International chronostratigraphic chart, Vs. 2013/01. – www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2013-01.pdf (26.3.2014).
- ISENSCHMID, C. (1983): Der Malm im Mittelabschnitt der Préalpes médianes zwischen Thuner- und Genfersee. – Diss. Univ. Bern.
- KAPELLOS, C. C. (1973): Biostratigraphie des Gurnigelflyschs. – Schweiz. paläont. Abh. 96.
- KAUFMANN, F. J. (1860): Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse. – Denkschr. schweiz. Ges. Natw. 17.
- (1867): Der Pilatus, geologisch untersucht und beschrieben. – Beitr. geol. Karte Schweiz 5.
- (1875): Fünf neue Jurassier: Mythen, Buochser- und Stanzerhorn, Enzimmattberg und Rothspitz. Nebst Bemerkungen über den Giswylerstock. – Jahrbuch S. A. C., XI. Jg. 1875.
- (1886): Emmen- und Schliereengenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern–Grafenort. – Beitr. geol. Karte Schweiz 24/1.
- KELLER B. (2007): So entstand der Vierwaldstättersee. In: STADELMANN, P. (Hrsg.): Vierwaldstättersee – Lebensraum für Pflanzen, Tiere und Menschen (S. 30–53). – Brunner, Kriens.
- 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.
- KOPP, J. (1962): Blatt 1150 Luzern (SA 202–205, Rothenburg–Emmen–Malters–Luzern), mit Beiträgen von A. BUXTORF. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. 28.
- KUENEN, P. H. & MIGLIORINI, C. I. (1950): Turbidity currents as a cause of graded bedding. – J. Geol. 58/2, 91–127.
- LEUPOLD, W. (1937): Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. – Eclogae geol. Helv. 30/1, 1–23.
- (1943): Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. – Eclogae geol. Helv. 35/2, 247–291.
- (1964): Bürgenschichten, «Complanatenschichten» und Nummulitengrünsand. In: PRUVOST, P. & RUTSCH, F. R. (Hrsg.): Lexique stratigraphique international, Vol. 1 Europe, Fasc. 7 Suisse, 7c: Alpes suisses et Tessin méridional (S. 168–174, 215–216 u. 790–796).
- LINIGER M. (2003): Übersichts-Gefahrenkarte-Rutschprozesse (Hergiswil) 1:10000. – Ber. Geotest AG, Horw (unpubl.).
- (2004): Geologische Übersicht Gipsgruben Melbach 1:2500. – Ber. Geotest AG, Horw, z. H. Fa. Guber Natursteine AG, Alpnach (unpubl.).
- (2005a): L05103.3 Kanton Obwalden, Unwetter 2005, Alpnach, Seewli, Aktennotiz: Zu den Begehungen vom 25.8 und 3.9.2005. – Ber. Geotest AG, Horw (unpubl.).
- (2005b): Sanierung Geretschwandsperren. – Ber. Geotest AG, Horw (unpubl.).
- (2007): Karte der Phänomene Krättilig 1:5000. – Ber. Geotest AG, Horw, z. H. Gde. Dallenwil (unpubl.).
- LOUIS, K. (1999): Grundlagenkarte Naturgefahren Pilatushang 1:5000. – Ber. Louis Ingenieur-geologie, Weggis, z. H. Kt. Luzern, Oberforstamt (unpubl.).
- (2004): Gefahrenkarte Sarnen Nord 1:10000. – Ber. Louis Ingenieurgeologie, Weggis, z. H. Abt. Wald u. Landschaft, Sarnen (unpubl.).
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – Proc. IInd plankt. Conf. Roma (1970), 749–785.

- MAYER-EYMAR, C. (1867): Tableau synchronistique des couches crétacées inférieures de la zone nord des Alpes et du Jura suisse. – Fretz, Zürich.
- MENKVELD, J. W. (1995): Der geologische Bau des Helvetikums der Innerschweiz. – Diss. Univ. Bern.
- MENKVELD-GFELLER, U. (1994): Die Wildstrubel-, die Hohgant- und die Sanetsch-Formation: drei neue lithostratigraphische Einheiten des Eocaens der helvetischen Decken. – *Eclogae geol. Helv.* 87/3, 789–809.
- (1995): Stratigraphie, Fazies und Palaeogeographie des Eocaens der helvetischen Decken der Westschweiz (Diablerets- und Wildhorn-Decke). – *Eclogae geol. Helv.* 88/1, 115–134.
 - (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.
- MILNES, A. G. & PFIFFNER, O. A. (1977): Structural development of the Infrahelvetic complex, eastern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 83–95.
- MOLLET, H. (1916): Über die stratigraphische Stellung der eocänen Glaukonitschichten beim Küblbad am Thunersee. – *Mitt. natf. Ges. Bern* (1917), 210–220.
- (1921): Geologie der Schafmatt-Schimberg-Kette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern). – *Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.]* 47/3.
- MORYCOWA E. & DECROUEZ D. (2006): Early Aptian scleractinian corals from the Upper Schratenkalk of Hergiswil (Lucerne region, Helvetic Zone of central Switzerland). – *Rev. Paléobiol. Genève* 25/2, 791–838.
- NAGRA (1997): Geosynthese Wellenberg 1997 – Ergebnisse der Untersuchungsphasen I und II. – Nagra tech. Ber. NTB 96-01.
- OBERHÄNSLI-LANGENEGGER, H. (1978): Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdener Formation. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 150.
- OPPENHEIMER, J. (1908): Über den Dogger und Malm der exotischen Klippen am Vierwaldstättersee. – *Mitt. geol. Ges. Wien* 1, 486–503.
- PFIFFNER, O. A. (1978): Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 61–84.
- (1986): Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. – In: ALLEN, P. A. & HOMEWOOD, P. (Hrsg.): *Foreland Basins*. – *Spec. Publ. int. Assoc. Sediment.* 8, 219–228.
 - (2009): *Geologie der Alpen*. – Haupt, Bern.
 - (2011): Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100000. – *Geol. Spec. Map 128*. Explanatory notes.
- PFIFFNER, O. A., BURKHARD, M., HÄNNI, R., KAMMER, A., KLIGFIELD, R., MANCKTELOW, N. S., MENKVELD, J. W., RAMSAY, J. G., SCHMID, S. M. & ZURBRIGGEN, R. (2010): Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100000. – *Geol. Spec. Map 128*.
- RAMSEYER, K. (1977): *Geologie der Arvigrat-Region* – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- RENTZ, O. (1974): Feste Erdölbitumina in der Gemsättli-Schicht am Pilatus (Kanton Luzern). – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. und -Ing.* 40/98, 1–24.
- ROESLI, F. (1967): Abstecher Nr. 33a: II. Alpnachstad-Pilatus-Kulm. – *Geol. Führer Schweiz* 7, Exkursion Nr. 33, 589–606.
- SARASIN, C. (1892): Die Konglomerate und Breccien des Flysch in der Schweiz. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. (Beilbd.)* 8, 180–215.
- (1894): De l'origine des roches exotiques du flysch. – *Arch. Sci. phys. nat. Genève* (3), 31–32, 1–69.
- SCHARDT, H. (1884): *Etudes géologiques sur le Pays-d'Enhaut vaudois*. – *Bull. Soc. vaud. sci. nat.* 20/90, 1.

- SCHARDT, H. (1893): Sur l'origine des Préalpes romandes (Zone du Chablais et du Stockhorn). – Arch. Sci. phys. nat. Genève (3) 30, 570–583.
- SCHAUB, H. (1951): Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen. – Schweiz. paläont. Abh. 68.
- (1965): Schlierenflysch. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. und -Ing. 31/81, 124–134.
- (1967): Abstecher Nr. 33b: III. Exkursionen in den Schlierenflysch westlich Alpnach. – Geol. Führer Schweiz 7, Exkursion Nr. 33, 606–612.
- SCHENK, C. (1992): Die Drusberg- und Schrattenkalk-Formation (Unterkreide) im Helvetikum des Berner Oberlandes. – Diss. Univ. Bern.
- SCHIDER, R. (1913): Geologische Beschreibung des Schrattenfluhgebietes im Kanton Luzern. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 43.
- SCHINDLER, C., 1968: Geologische Uebersichtskarte 1:10000 Steinibachverbauung, Wasserversorgung, Erschliessungsstrasse Kellen. – Ber. Dr. A. von Moos AG (unpubl.).
- SCHIRMER, T. (1998): Das Grossschlierental bei Alpnach. (Eine neue Form der Kartendarstellung im Hinblick auf die neue geotechnische Karte der Schweiz.) – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- 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., MATTER, A., BURBANK, D. W. & KLAPER E. (1997): Magnetostratigraphic constraints on relationships between evolution of the central Swiss Molasse basin and Alpine orogenic events. – Bull. geol. Soc. Amer. 109/2, 225–241.
- SCHMIDT, W. (1909): Einige Rhätfauunen aus den exotischen Klippen am Vierwaldstättersee. – Mitt. geol. Ges. Wien II, 203–212.
- SCHUMACHER, J. (1948): Zur Gliederung des marinen Lutétien und basalen Priabonien der Schweizer Alpen. – Eclogae Geol. Helv. 41/1, 79–88.
- SCHÜPBACH, M. A. & MOREL, R. (1974): Fans and channels in the classical flysch, central Alps. – Abstr. natl. Meet. amer. Assoc. Petroleum Geol. Soc. econ. Paleont. Mineral., San Antonio, 1.
- SEPTFONTAINE M. (1980): Les Foraminifères imperforés des milieux de plate-forme au Mésozoïque: détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique. – Rev. Micropaléont. 23/3–4, 169–203.
- SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. – Geol. en Mijnb. 56/1, 37–66.
- SPECK, J. (1953): Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee und Versuch einer paläogeographischen Auswertung. – Diss. Univ. Zürich.
- STACHER, P. (1980): Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wang-Formation. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 152.
- STEINHAUSER, V. A. (1981): Geologie der östlichen Pilatusgruppe. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- STRASSER, A. (1979): Betlis-Kalk und Diphyoideskalk (Valanginian) in der Zentral- und Ostschweiz: Stratigraphie, Mikrofazies und sedimentologische Entwicklung. – Diss. ETH Zürich.
- (1982): Fazielle und sedimentologische Entwicklung des Betlis-Kalkes (Valanginian) im Helvetikum der Zentral- und Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. 75/1, 1–21.

- STUDER, B. (1834): Geologie der westlichen Schweizer-Alpen. – Gross, Heidelberg/Leipzig.
- (1853): Geologie der Schweiz Bd. 2. – Stämpfli, Bern.
- STUTZ, U. (1879): Die Contortazone aus der Urschweiz und Terebratula dipha von der Axenstrasse. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. 1879, 363–367.
- (1890): Das Keuperbecken am Vierwaldstättersee. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. 1890 [II], 99–140.
- TERCIER, J. (1925): Sur la géologie de la Berra et l'emplacement originel du Flysch des Préalpes externes. – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 28, 68–81.
- (1928): Géologie de la Berra. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 60.
- TOBLER, A. (1899): Vorläufige Mitteilung über die Klippen am Vierwaldstättersee. – Eclogae geol. Helv. 6/1, 7–14.
- TOBLER, A. & BUXTORF, A. (1906): Berichte über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Klippenregion am Vierwaldstättersee vom 12. bis 16. Sept. 1905. – Eclogae geol. Helv. 9/1, 19–55.
- TRAUTH, F. (1908): Über den Lias der exotischen Klippen am Vierwaldstättersee. – Mitt. geol. Ges. Wien 1, 413–486.
- TRÜMPY, R. (2006): Geologie der Iberger Klippen und ihrer Flysch-Unterlage. – Eclogae geol. Helv. 99/1, 79–121.
- TRÜSSEL, M. (2012): Vom Fuchsloch zur Schrattenhöhle – Obwaldner Karst- und Höhlenforschung von 2003 bis 2012. – HGT-Eigenverlag, Bd. IV und V.
- VONDERSCHMITT, L. (1923): Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 50.
- VONDERSCHMITT, L. & SCHAUB, H. (1944): Neuere Untersuchungen im Schlierenflysch. – Eclogae geol. Helv. 36/2 (1943), 207–215.
- WANNER, M. (1987): Geologie des westl. Bürgenstocks. Unter besonderer Berücksichtigung der Garschella-Formation, des Seewerkalks und des Tertiärs. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- WILDBERGER A. (2008): Erschliessung Steinbruch Rüti, Gde. Stansstad und Ennetmoos (NW). Dokumentation der geologischen Baubegleitung. – Ber. Dr. A. von Moos AG, Zürich, z.H. Steinag Rotzloch (unpubl.).
- WINKLER, W. (1983): Stratigraphie, Sedimentologie und Sedimentpetrographie des Schlieren-Flysches (Zentralschweiz). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 158.
- (1984a): Palaeocurrents and petrography of the Gurnigel-Schlieren Flysch: a basin analysis. In: JANSÁ, L. F., BUROLLET, P. F. & GRANT, A. C. (Hrsg.): Basin Analysis: principles and applications. – Sediment. Geol. 40, 169–189.
- (1984b): Rhabdammina-Fauna: What relations to turbidites? – Evidence from the Gurnigel-Schlieren Flysch. – Benthos '83, 2nd int. Symp. Benthic Foraminifera (Pau, April 1983), 611–617.
- (1993): Control factors on turbidite sedimentation in a deep-sea trench setting – The example of the Schlieren Flysch (Upper Maastrichtian-Lower Eocene, Central Switzerland). – Geodin. Acta 6, 81–102.
- WINKLER, W. & STUIJVENBERG, J. VAN (1980): Schlieren flysch. In: MATTER, A., HOMEWOOD, P., CARON, D., RIGASSI, D., STUIJVENBERG, J. VAN, WEIDMANN, M. & WINKLER, W. (Hrsg.): Flysch und Molasse of Western and Central Switzerland. – Geology of Switzerland, Part B. (S. 278–281). – Schweiz. geol. Komm.
- WINKLER, W., GALETTI, G. & MAGGETTI, M. (1985): Bentonite im Gurnigel-, Schlieren- u. Wägital-Flysch: Mineralogie, Chemismus, Herkunft. – Eclogae geol. Helv. 78/3, 545–564.
- WISSING, S. & PFIFFNER, O. A., 2002, Structure of the eastern Klippen nappe (BE, FR): Implications for ist Alpine tectonic evolution. – Eclogae geol. Helv. 95/3, 381–398.

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.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt VIII Aarau–Luzern–Zug–Zürich (2. Auflage), von A. AEPPLI, E. BAUMBERGER, E. BLÖSCH, A. BUXTORF, A. ERNI, R. FREI, ALB. HEIM, J. HUG, P. NIGGLI, F. MÜHLBERG, A. WETTSTEIN & A. JEANNET, 1913.

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

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 28 Luzern (SA 202–205), von J. KOPP, L. BENDEL & A. BUXTORF, 1962.

Nr. 116 Rigi (LK 1151), von R. HANTKE, 2006.

Geologische Spezialkarten

Nr. 3 Geologische Karte des Pilatus, 1:25 000, von F. J. KAUFMANN, 1867.

Nr. 27 Geologische Karte der Pilatus–Bürgenstock–Rigihochfluhkette. Blatt II: Bürgenstock, 1:25 000, von A. BUXTORF, 1910.

Nr. 29 Geologische Karte der Pilatus–Bürgenstock–Rigihochfluhkette, Blatt III: Rigihochfluhkette, 1:25 000, von A. BUXTORF mit Beiträgen von E. BAUMBERGER, G. NIETHAMMER und P. ARBENZ, 1913.

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

Nr. 66 Geologische Vierwaldstättersee-Karte, 1:50 000, von A. BUXTORF, A. TOBLER, G. NIETHAMMER, E. BAUMBERGER, P. ARBENZ & W. STAUB, 1916.

Nr. 76 Geologische Karte der Schrattenfluh, 1:25 000, von R. SCHIDER, 1913.

Nr. 84 Geologische Karte der Urirotstockgruppe, 1:50 000, von P. ARBENZ, mit Beiträgen von A. BUXTORF, A. TOBLER, G. NIETHAMMER, P. VAN DER PLOEG & H. MORGENTHALER, 1918.

Nr. 91 Geologische Karte des Schafmatt–Schimberggebietes (Kt. Luzern), 1:25 000, von H. MOLLET, 1921.

Nr. 128 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000, von O. A. PFIFFNER, M. BURKHARD, R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, N. S. MANCKTELOW, J. W. MENKVELD, J. G. RAMSAY, S. M. SCHMID & R. ZURBRIGGEN, 2011.

BEILAGEN

- Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Alpnach
Tafel II: Tektonisches Profil durch den Alpennordrand der Zentralschweiz

Geologische Profile
durch das Gebiet von Atlasblatt Alpnach

von
Hanspeter Funk, O. Adrian Pfiffner und Oliver Kempf

Quartär
Quartäre Ablagerungen im Allgemeinen
Sackungsmasse

Oberpenninikum
Schlieren-Decke
Schoni- und Schlieren-Sandstein
Ober-Sandstein
»Basaler Schlieren-Flysch«

Mittelpenninikum
Klippen-Decke
Mitrischer Fackenkalk
Mitrischer Kalk
Biogener Kalk, Knollenkalk
Griggeli-Formation
Gibel-Formation
»Zooptychos-Schichten«
»Posidonienschiefer«, Spis-Kalk
Othflue-Formation
Brand-Formation
Horngraben-Formation
Lückgraben-Formation (Rhät)
Dolomit, Gipsmergel und Gips

Ultrahelvetikum
Sörenberg-Melange
»Wildflysch« mit Blöcken aus:
Schlieren-Flysch
Kalk der Wang-Formation
Amden-Mergel
Nummulitenkalk der Bürgen-Formation (Profil 1)
und der Euthal-Formation (Profil 2, 4)

Helvetikum
Drusberg-Decke
Bürgen-, Wildstrubel- und Stad-Formation
Stad-Formation
Wängen-Kalk
Niederhorn-Formation
Wildstrubel-Formation
Klimsenhorn-Formation
Bürgen-Formation
Euthal-Formation
Wang-Formation
Amden-Mergel
Cholltal-Member (Profil 2)
Seewen-Formation
Garschella-Formation
»Oberer Schrattekalk«
Rawil-Member
»Unterer Schrattekalk«
Schrattekalk-Formation
Kieselkalk-Echinodermenbrekzie (Profil 1 und 2)
Helvetischer Kieselkalk
Bettis-Kalk (Profil 1 und 2)
Vitznau-Mergel

Hochflue-Schuppe
Bürgen-, Wildstrubel- und Stad-Formation
Garschella- und Seewen-Formation
Helvetischer Kieselkalk, Tierwis- und Schrattekalk-Formation
Vitznau-Mergel

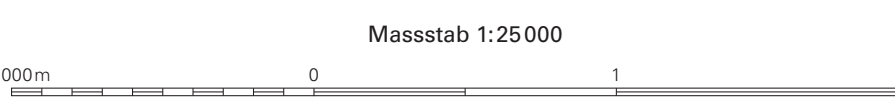
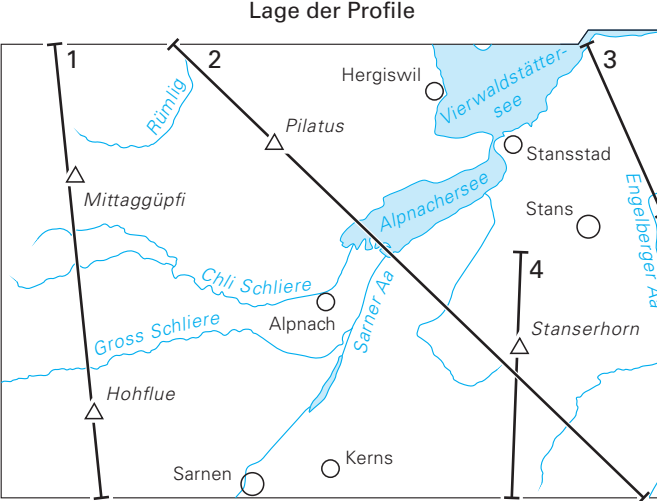
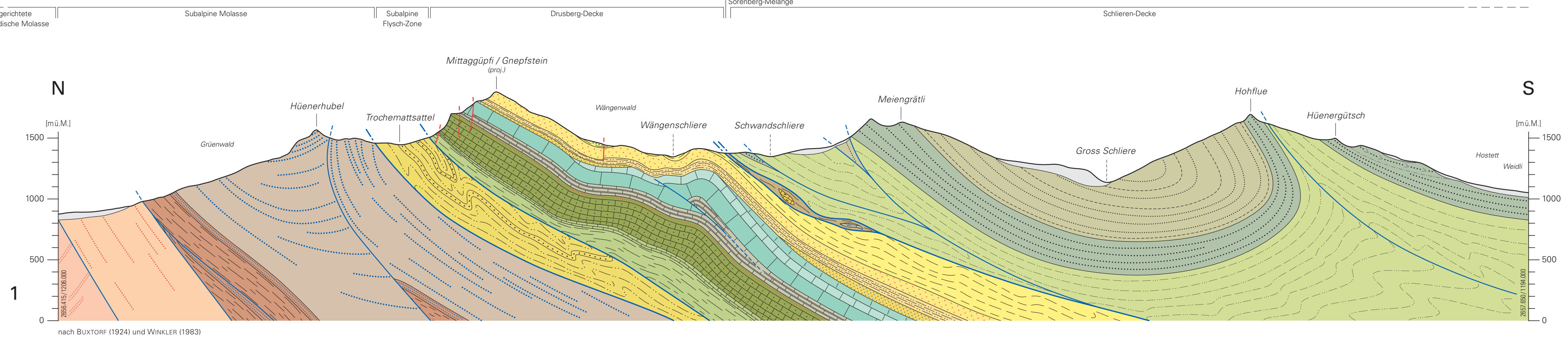
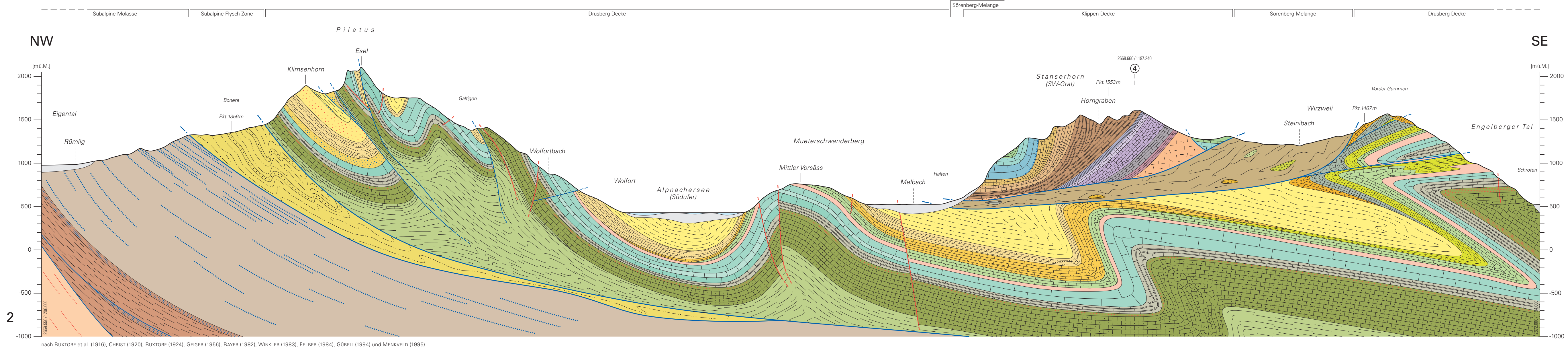
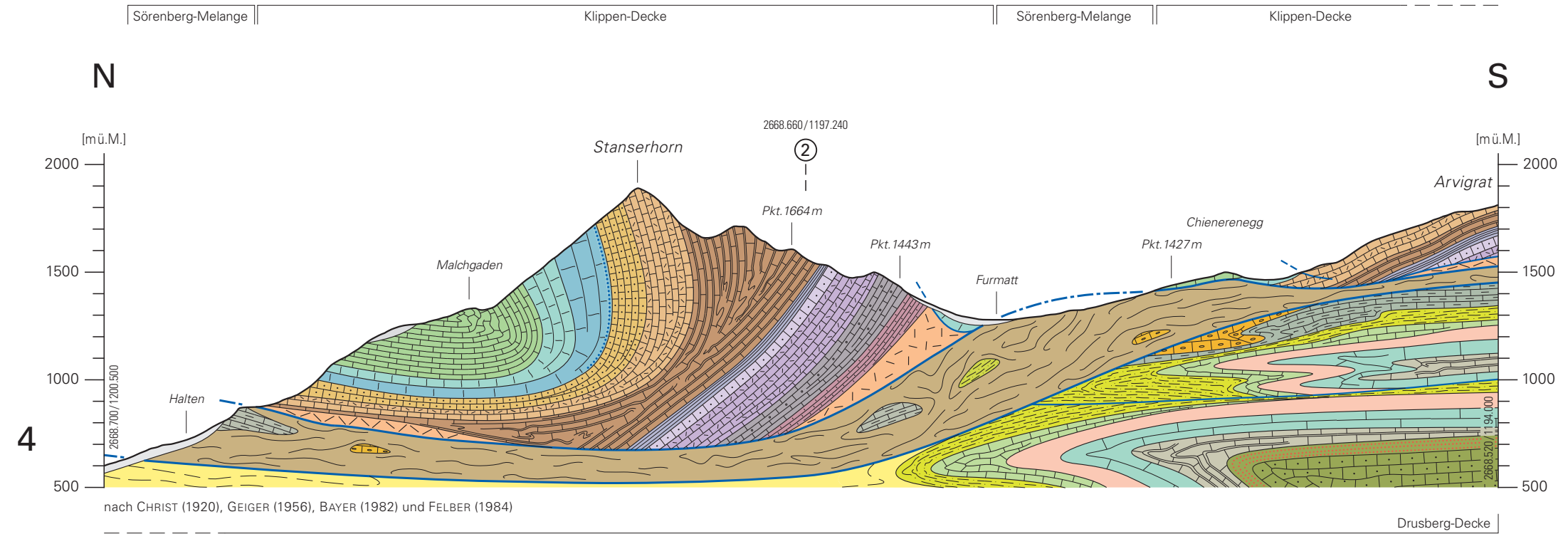
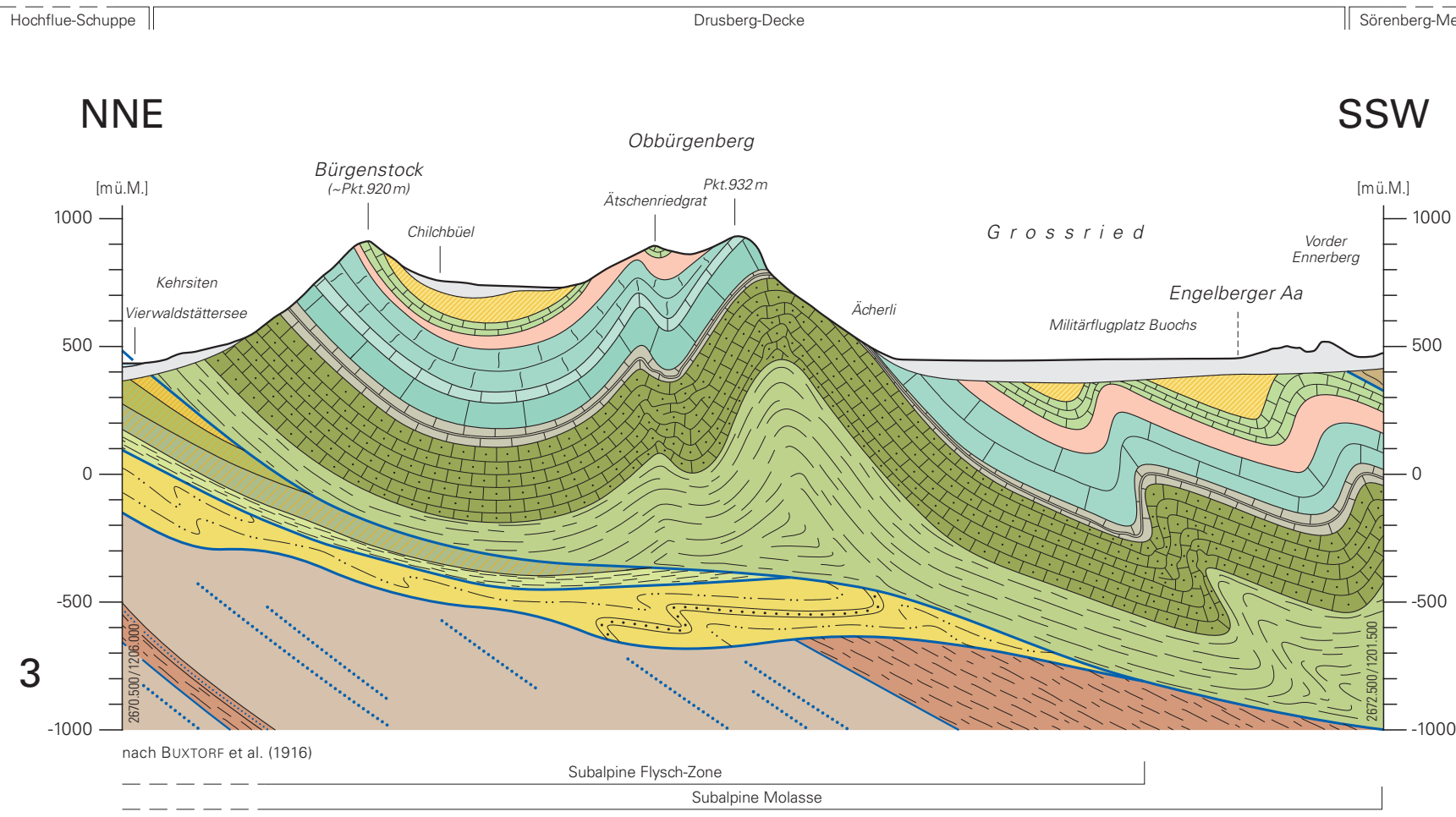
Subalpine Flysch-Zone
Südhelvetischer Flysch

Molassebecken
Subalpine Molasse
Formation der Granitischen Molasse
Konglomeratlage
Heuboden-Äschlanten-Nagelfluh
Konglomeratlage
Horn-Sandstein
Grisigen-Mergel

Aufgerichtete mittelländische Molasse
Formation der Granitischen Molasse
Sandsteinslage

Bruch, Verwerfung
Deckengrenze
Schuppengrenze

② Profilschnitt



Tektonisches Profil
durch den Alpennordrand der Zentralschweiz

von
O. Adrian Pfiffner

Nordalpines Vorland
Molassebecken

- Paläogen-Neogen
- Obere Süsswassermolasse (OSM)
 - Obere Meeresmolasse (OMM)
 - Untere Süsswassermolasse (USM)
 - Untere Meeresmolasse (UMM)

Penninischer Deckenstapel

Oberpenninische Decken

- Oberpenninischer Flysch (Kreide – Eozän)

Unterpenninische Decken

- Unterpenninische Sedimentgesteine (Trias – Kreide)

Helvetischer Deckenstapel

Allochthone Schuppen

- Ultrahelvetische Einheiten
- Subalpiner Flysch

Sedimentbedeckung

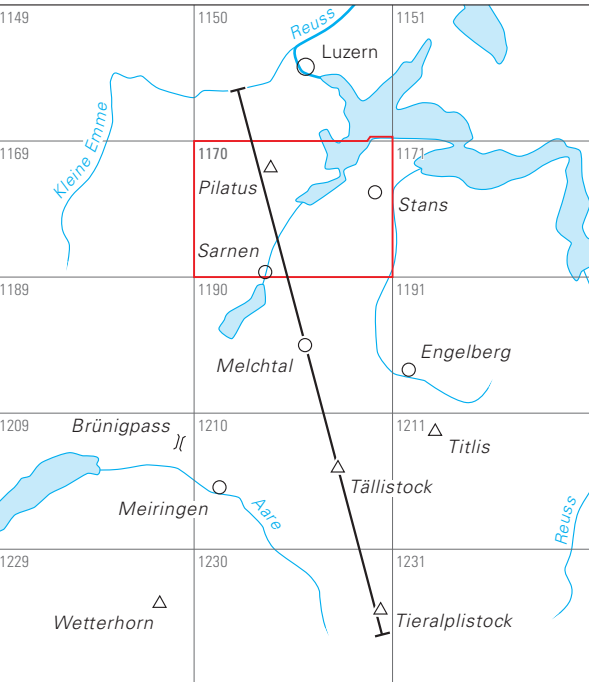
- Paläogen
- Euthal- bis Stad-Formation, nordhelvetischer Flysch
- Kreide
- Garschella- bis Wang-Formation
 - Schrattenkalk-Formation
 - Zementstein- bis Schrattenkalk-Formation
 - Vitznau-Mergel bzw. Palfris-Formation
- Jura
- Malm
 - Erzegg-Formation
 - Dogger
 - Lias
- Trias
- Triassische Sedimentgesteine

Prätriassisches Grundgebirge

- Zentraler Aare-Granit
- Karbonische Sedimentgesteine
- Kristallines Grundgebirge

- Präalpine Foliation, lokal mit alpiner Überprägung
- Scherzone
- Aufschiebung, Überschiebung

Lage des Profils



Verändert nach O. A. Pfiffner: Cross-section of the Helvetic nappe system from Pilatus to Nufenenpass, Plate V. (PFIFFNER, O. A., BURKHARD, M., HÄNNI, R., KAMMER, A., KLUGFELD, R., MANCKTELÖW, N. S., MENKELD, J. W., RANISAY, J. G., SCHMID, S. M. & ZURBRÜGGEN, R. (2010): Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000. Geological Special Map 128.)