

1169 Schüpflheim

Erläuterungen

FRITZ SCHLUNEGGER, JÜRIG JOST, ANDREAS GRÜNIG
und MARTIN TRÜSSEL

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2016

148

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

1:25 000

1169 Schüpfheim

Erläuterungen

27 Textfiguren, 3 Tabellen und 1 Tafelbeilage

verfasst von

FRITZ SCHLUNEGGER, JÜRIG JOST, ANDREAS GRÜNIG
und MARTIN TRÜSSEL

2016



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

SCHLUNEGGER, F., ANSPACH, O., BIERI, B., BÖNING, P., KAUFMANN, Y., LAHL, K., LONCHINSKI, M., MOLLET, H., SACHSE, D., SCHUBERT, C., STÖCKLI, G. & ZANDER, I. (2016): Blatt 1169 Schüpfheim. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 148.

Erläuterungen

SCHLUNEGGER, F., JOST, J., GRÜNIG, A. & TRÜSSEL, M. (2016): Blatt 1169 Schüpfheim. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 148.

Titelbilder

Umschlag

Wellenrippelmarken im Dach der Luzern-Formation (OMM) bei Farbschachen (Koord. 2647.32/1204.08). Foto S. Strasky, 2015.

Karte

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI^{3D} mit der vereinfachten tektonischen Karte des Atlasblattes Schüpfheim.

Erläuterungen

Trockenrisse in der Beichlen-Formation (USM) bei Neuhütte, Heiligkreuz (Koord. 2646.508/1199.183). Bildbreite ist ca. 8 cm. Foto J. Hellman, 2016.

Herausgeber

© 2016, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40056-3



INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Zusammenfassung	6
Résumé	7
Riassunto	8
Summary	9
Einführung	10
Stratigraphie	11
Molassebecken	11
Mittelländische Molasse	14
Subalpine Molasse	29
Hilfern- und Beichlen-Farneren-Schuppe	29
Hornbüel-Schuppenzone	38
Schangnau-Schuppe	39
Triangelzone	39
Unterhelvetikum (Infrahelvetikum auct.)	40
Subalpine Flysch-Zone	40
Oberhelvetikum (Helvetische Decken auct.)	40
Drusberg-Decke	40
Frühe Kreide	42
Eozän	47
Ultrahelvetikum	51
Habkern-Melange	51
Unterpenninikum	52
Schlieren-Decke	52
Quartär	58
(?)Frühes-Mittleres Pleistozän	58
Spätes Pleistozän	59
Holozän	64
Landschaftsentwicklung	66
Sümpfe, Torfmoore und Moorlandschaften	72
Tektonik	79
Hydrogeologie	86
Mineralische Rohstoffe	91
Literaturverzeichnis	99
Publizierte geologische Karten	106
Beilage	108

VORWORT

Das Blatt Schüpflheim des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 (Nr.148) und die zugehörigen Erläuterungen zeigen eine aktuelle und detaillierte Bestandsaufnahme der geologischen Verhältnisse in der Region Entlebuch.

Die Grundlagen des vorliegenden Atlasblattes wurden mit den Kartierungen von Dr. Hans Mollet† (1921, Ostteil) und Dr. Bruno Bieri (1974, Schimberigebiet) gelegt. Im Jahre 1998 erhielt Prof. Dr. Fritz Schlunegger von der Landesgeologie (damals Landeshydrologie und -geologie) den Auftrag zur Aufnahme des Kartenblattes Schüpflheim; seine Kartierung (Westteil, Gebiet zwischen Grosser Entle und Fischebach sowie im Gebiet des Schlieren-Flyschs) erfolgte 2000–2007. Parallel dazu betreute F. Schlunegger diverse geologische Kartierungen, welche im Rahmen von Diplomarbeiten zwischen 1998 und 2006 ausgeführt wurden. Dabei wurden von 1998–2000 insbesondere die Molasseanteile des Ostteils des Kartenblattes zwischen Grosser Entle und Waldemme beziehungsweise Kleiner Emme von Dr. Oliver Anspach, Dr. Philipp Böning, Yvonne Kaufmann, Kathrin Lahl, Dr. Martin Lonschinski, Dr. Dirk Sachse und Ina Zander neu kartiert. Chris Schubert ergänzte 1998 mit seinen geologischen Aufnahmen die Nordostecke des Kartenblattes im Gebiet des Fischebachs und Gregor Stöckli kartierte 2004–2006 die Umgebung von Escholzmatt. Die verschiedenen Kartierungen wurden von F. Schlunegger zu einem einheitlichen Kartenbild zusammengestellt. Eine erste digitale Erfassung der Karte erfolgte durch Helmut Laube. Der Erläuterungstext wurde im Wesentlichen von F. Schlunegger verfasst. Jürg Jost trug mit seinen Untersuchungen und Daten zum Stratigraphieteil der Molasse bei und verfasste die jeweiligen Abschnitte Fossilien und Paläoökologie. Er beprobte u.a. die Schichten der Luzern-Formation erstmals eingehend und wo nicht anders vermerkt, sind alle Fundorte durch ihn bearbeitet. Sämtliche aufgelisteten Fossilien entstammen seiner privaten Sammlung. Andreas Grünig – unterstützt von Dr. Chloé Wüst bei der Vorbereitung der Moorkarten – verfasste das Unterkapitel Sümpfe, Torfmoore und Moorlandschaften, Martin Trüssel das Unterkapitel Karst und Höhlen. Die Redaktion der Karte und der Erläuterungen erfolgte durch Dr. Stefan Strasky mit Unterstützung von Dr. Reto Burkhalter. Im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission begutachteten Dr. Hanspeter Funk, Prof. em. Dr. Albert Matter, Prof. em. Dr. O. Adrian Pfiffner und Prof. em. Dr. Christian Schlüchter das Atlasblatt sowie die zugehörige Tafel und Erläuterungen.

Das Atlasblatt Schüpflheim ist das erste Blatt des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000, dem die ab 2013 neu aufgebaute Landeskarte der Schweiz als topografische Basis zugrunde liegt. An der Aufbereitung der neuen topografischen Grundlage für den Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 waren Jonas Bieri, Kurt Lüthi, Dr. Karsten Pippig, S. Strasky, Christoph Streit und Remo Trüssel beteiligt. Für die Übersetzungen der Zusammenfassungen ins Französische und

Italienische waren Dr. Alain Morard und Angelo Milani besorgt. Barbara Höhn Jost wirkte beim Korrekturlesen der Manuskripte mit. Weitere Beiträge lieferten Dr. Mirjam Dürst Stucki, Barbara Friedli, Dr. Yves Gouffon, Dr. Daniel Kälin, Dr. Oliver Kempf, Dr. Eva Kurmann, Cristina Salomè Michael und Anna Rauch. Die kartografische Aufbereitung von Karte und Tafel führte Doris Reber aus; unterstützt wurde sie dabei von Bruno Reber und R. Trüssel. Die Textfiguren wurden von Thomas Maag, B. Reber und R. Trüssel bearbeitet, den Schriftsatz gestaltete Bettina Holzmayr.

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

Mai 2016

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
Landesgeologie

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Schüpfheim dokumentiert die tektonische Architektur des nördlichen Alpenrandes und die sedimentäre Entwicklung seit der Frühen Kreide. Die grosstektonischen Einheiten Unterpenninikum, Ultra-, Ober- und Unterhelvetikum sowie subalpine und mittelländische Molasse liegen in dieser Reihenfolge von Südosten nach Nordwesten aufeinander überschoben vor.

Die mittelländische, nur leicht deformierte Molasse bedeckt nahezu einen Drittel des gesamten Kartengebiets und macht den nördlichen und westlichen Kartengebietsrand aus. Sie besteht aus Gesteinen der Unteren Süsswassermolasse (USM), der Oberen Meeresmolasse (OMM) und der Oberen Süsswassermolasse (OSM). Gegen die Alpen hin wird die mittelländische Molasse durch eine Rücküberschiebung von der subalpinen Molasse abgetrennt. Die subalpine Molasse umfasst die Triangelzone mit stark verfalteten und verschuppten Gesteinen der USM, die ebenfalls aus USM aufgebaute Schangnau-Schuppe, die Hornbüel-Schuppenzone (ein tektonisches Melange) sowie die Beichlen-Farneren- und Hilfern-Schuppe, zwei nach Südosten einfallende isoklinale Schuppen aus Gesteinen der Unteren Meeresmolasse (UMM) und der USM. Die helvetischen Einheiten werden durch Sedimentgesteine aufgebaut, welche der subalpinen Flysch-Zone (Unterhelvetikum), der Drusberg-Decke (Oberhelvetikum) und dem Habkern-Melange (Ultrahelvetikum) zuzuordnen sind. Die subalpine Flysch-Zone besteht aus einer stark verfalteten und zerscherten Sequenz aus tonigem Mergel und Sandstein. Die darüber liegende Drusberg-Decke quert das Kartengebiet von Nordosten nach Südwesten und bildet eine isoklinal nach Südosten einfallende Platte, deren stratigraphische Abfolge insbesondere am Schimberig duplexartig verdoppelt ist. Die Drusberg-Decke besteht vorwiegend aus Mikriten, Biomikriten und Mergeln der Frühen Kreide sowie – nach einer Erosionsdiskordanz – aus Quarzsandsteinen, Biomikriten und Mergeln des Eozäns. Zwischen Drusberg- und Schlieren-Decke befindet sich das Habkern-Melange. Dieses tektonische Melange wurde möglicherweise durch syndesimentäre Prozesse gebildet und besteht aus stark verfaltetem Mergel und Tonstein («Wildflysch») mit hausgrossen Schürflingen aus Wang-Formation. Als tektonisch höchste Einheit findet sich die Sedimentabfolge der Schlieren-Decke (Unterpenninikum). Sie schliesst das Kartengebiet gegen Südosten hin ab und liegt dort in zwei Faltenzügen vor. Beide Faltenzüge streichen schief zur Drusberg-Decke. Die Schlieren-Decke besteht aus einer Wechsellagerung von spätkretazischem und paläogenem Sandstein und Mergel, welche durch submarine Massenbewegungen abgelagert wurden.

Zahlreiche Moränen und U-förmige Talquerschnitte dokumentieren die Tätigkeit dicker Eismassen während mindestens zweier Eiszeiten. Glazigene Sedimente sowie Flyschabfolgen führten zudem zu ausgedehnten Moorlandschaften und zu flächenhaft verbreiteten Hanginstabilitäten.

RÉSUMÉ

Le territoire couvert par la feuille Schüpheim documente l'agencement tectonique de la bordure nord de la chaîne alpine, de même que l'évolution sédimentaire de cette région depuis le Crétacé Précoce. De la plus élevée à la plus basse, les grandes unités tectoniques suivantes se superposent du sud-est vers le nord-ouest: Pennique inférieur, Ultrahelvétique, Helvétique supérieur et inférieur, ainsi que Molasse subalpine et Molasse du Plateau.

La Molasse du Plateau, peu déformée, couvre près d'un tiers de l'ensemble du territoire de la carte, notamment ses bordures septentrionale et occidentale. Elle est constituée de Molasse d'eau douce inférieure (USM), de Molasse marine supérieure (OMM) et de Molasse d'eau douce supérieure (OSM). A proximité des Alpes, la Molasse du Plateau est séparée de la Molasse subalpine par un rétrochevauchement. La Molasse subalpine comprend la Triangelzone avec des roches de l'USM fortement plissées et écaillées, l'écaille de Schangnau également constituée d'USM, la zone d'écailles du Hornbüel (un mélange tectonique), ainsi que les écailles du Beichlen-Farneren et de la Hilfern, deux écailles de Molasse marine inférieure (UMM) et d'USM plongeant isoclinalement vers le sud-est. Les unités helvétiques sont formées de roches sédimentaires appartenant à la zone du flysch subalpin (Helvétique inférieur), à la nappe du Drusberg (Helvétique supérieur) et au Mélange de Habkern (Ultrahelvétique). La zone du flysch subalpin se compose d'une succession de marnes argileuses et de grès fortement plissée et cisailée. La nappe du Drusberg sus-jacente traverse le territoire de la carte du nord-est au sud-ouest et forme une dalle isoclinale inclinée vers le sud-est, dont la succession stratigraphique est répétée en duplex, en particulier au Schimberig. Elle se compose principalement de micrites, biomicrites et marnes du Crétacé Précoce, ainsi que – après une discordance érosive – de grès quartzeux, biomicrites et marnes de l'Eocène. Entre la nappe du Drusberg et celle des Schlieren est intercalé le Mélange de Habkern. Ce mélange tectonique, probablement formé lors de processus synsédimentaires, comprend des marnes et argilites fortement plissées («Wildflysch») et des blocs de la taille d'une maison issus de la Formation de Wang. L'unité tectonique la plus élevée est la nappe des Schlieren (Pennique inférieur). Sa série sédimentaire borde le territoire de la carte au sud-est, où elle dessine deux séries de plis, orientés obliquement par rapport à la nappe du Drusberg. Elle est constituée d'une alternance de grès et de marnes, déposée par mouvements gravitaires sous-marins du Crétacé Tardif au Paléogène.

De nombreuses moraines et vallées en U témoignent de l'influence d'épaisses masses de glace lors d'au moins deux périodes glaciaires distinctes. La présence de flysch et de sédiments glaciaires conduisent d'autre part à la formation de sites marécageux typiques et à des instabilités de versants sur de vastes étendues.

RIASSUNTO

La geologia del territorio del foglio Schüpfheim dell'Atlante documenta la disposizione tettonica del margine nord della catena alpina e l'evoluzione sedimentaria di questa regione a partire dal Primo Cretaceo. Le seguenti grandi unità tettoniche si sovrappongono da sud-est a nord-ovest nel seguente ordine: Pennidico inferiore, Ultraelvetico, Elvetico superiore e inferiore, Molassa subalpina e Molassa dell'Altopiano.

La Molassa dell'Altopiano, solo leggermente deformata, ricopre quasi un terzo del territorio della carta e in particolare i margini settentrionali e occidentali. Essa è composta da Molassa d'acqua dolce inferiore (USM), da Molassa marina superiore (OMM) e da Molassa d'acqua dolce superiore (OSM). In prossimità delle Alpi, la Molassa dell'Altopiano è separata dalla Molassa subalpina per mezzo di un retroscorrimento. La Molassa subalpina comprende la Triangelzone, composta da rocce dell'USM fortemente corrugate e scagliate, la scaglia di Schangnau, anch'essa costituita da USM, la zona delle scaglie dello Hornbüel (un *mélange* tettonico) e le scaglie di Beichlen-Farneren e della Hilfern, due scaglie composte da Molassa marina inferiore (UMM) e USM con immersione isoclinale verso sud-est. Le unità elvetiche sono formate da rocce sedimentarie appartenenti alla zona del *flysch* subalpino (Elvetico inferiore), alla falda del Drusberg (Elvetico superiore) e al *mélange* di Habkern (Ultraelvetico). La zona del *flysch* subalpino è composta da una serie fortemente corrugata e fagliata di marne argillose e arenarie. La falda sovrastante del Drusberg attraversa la regione del foglio da nord-est a sud-ovest e forma una placca isoclinale con immersione verso sud-est, la cui successione stratigrafica è ripetuta a duplex, soprattutto al Schimberig. Questa successione è principalmente composta da micriti, biomicriti e marne del Primo Cretaceo oltre che – dopo una discordanza erosiva – da arenarie quarzose, biomicriti e marne dell'Eocene. Tra la falda del Drusberg e quella delle Schlieren si interpone il *mélange* di Habkern. Questo *mélange* tettonico, formatosi probabilmente durante i processi sinsedimentari, comprende marne e argilliti entrambe fortemente corrugate («Wildflysch») e grossi blocchi rocciosi provenienti dalla formazione di Wang. L'unità tettonica più elevata è la falda delle Schlieren (Pennidico inferiore). La sua serie sedimentaria fiancheggia il territorio della carta a sud-est, dove forma due serie di pieghe, orientate in modo obliquo rispetto alla falda del Drusberg. Essa è costituita da un'alternanza di arenarie e marne, depositata da movimenti gravitativi sottomarini dal Tardo Cretaceo al Paleogene.

Numerose morene e valli a forma di U testimoniano la presenza di spesse masse di ghiaccio durante almeno due ere glaciali. La presenza di *flysch* e di sedimenti glaciali danno origine a tipici zone palustri e ad instabilità di versante molto estese.

SUMMARY

The region covered by the map sheet Schüpfheim documents the tectonic architecture of the northern Alpine border and the sedimentary evolution since the Early Cretaceous. Six major tectonic units have been thrust and stacked upon each other, which include from the southeast to the northwest the Lower Penninic, the Ultrahelvetic, the Upper and the Lower Helvetic as well as the Subalpine and the Plateau Molasse.

The Plateau Molasse is only weakly deformed and covers more than one third of the mapped domain. It comprises rocks of the Lower Freshwater Molasse (USM), the Upper Marine Molasse (OMM) and the Upper Freshwater Molasse (OSM). Its southern boundary is defined by a south-vergent backthrust that also defines the northern boundary of the Subalpine Molasse. The Subalpine Molasse comprises the Triangle zone, made up of intensively deformed USM rocks, the Hornbüel-Schuppenzone (a tectonic *mélange*) and thrust-dipping slices including USM rocks (Schangnau slice) and, to some extent, rocks of the Lower Marine Molasse (UMM) in the case of the Beichlen-Farneren and Hilferen slices. The Helvetic units, situated farther south, comprise sedimentary rocks of the Subalpine Flysch zone (Lower Helvetic), the Drusberg nappe (Upper Helvetic) and the Habkern *mélange* (Ultrahelvetic). Sandstone and mudstone beds of the Subalpine Flysch zone are intensively folded and faulted. The overlying Drusberg nappe is made up of an Early Cretaceous succession of micritic and biomicritic limestones and marls at the base and – after an angular unconformity – an Eocene suite of quartzitic sandstones, biomicrites and marls at the top. These units strike southwest to northeast. Most of them are isoclinal and dip towards the southeast. At Schimberig, however, the units of the Drusberg nappe are thrust to form a duplex. Farther to the southeast, the Habkern *mélange* is situated between the Drusberg and the Schlieren nappes. This tectonic *mélange* is made up of intensively folded and faulted sandstones and marls («Wildflysch») with embedded megablocks of the Wang Formation. It was possibly formed by synsedimentary processes. The Schlieren nappe (Lower Penninic) represents the highest tectonic unit in the map area. It comprises a Late Cretaceous to Paleogene suite of sandstones and marls that were deposited by submarine mass flows. The two folds of the Schlieren beds strike in an oblique direction, if the dip of the Helvetic rocks is used as reference.

Numerous till deposits and U-shaped valleys document the presence of at least two glaciations. Vast landslides are rooted either in glacial till or flysch deposits and both flysch and till allowed the establishment of particular mire landscapes.

EINFÜHRUNG

Das Entlebuch, und insbesondere die Region des Kartenblattes Schüpfheim, kann als eines der schönsten geologischen Gebiete der Schweiz betrachtet werden. Dabei ist einerseits die morphologische Besonderheit der Region hervorzuheben. So stellt das Entlebuch eine alpenrandparallele Talung dar, welche in der Schweiz oder sogar im ganzen Alpenraum einzigartig ist. Dieses Längstal folgt tektonischen Strukturen (Triangelzone), und insbesondere liegt die Talachse auf der Kulmination der Verschuppung und Verfaltung der Triangelzone, weshalb auch von einer Reliefumkehrung gesprochen wird. Solche morphologischen Strukturen sind eher ungewöhnlich. Andererseits bietet auch der geologische Untergrund eine Fülle von Überraschungen. So treffen in kaum einer anderen Gegend derartig vielfältige geologische Strukturen und Schichtreihen aufeinander wie hier. Die Vorlandbeckensedimente der Molasse kommen in allen möglichen Faziesvariationen vor. Ausgezeichnete Aufschlüsse quer zum alpinen Streichen schliessen insbesondere die Obere Meeresmolasse mit den sehr schönen Sedimentstrukturen auf, die von Geologinnen und Geologen aus ganz Europa besichtigt werden. Das Entlebuch ist zudem die einzige Region der Schweiz, wo winkeldiskordante Kontakte zwischen Schichtfolgen der Unteren Süsswassermolasse aufgeschlossen sind. Damit kann die syntektonische Bildung der Molasse eindeutig nachgewiesen werden. Ebenso spektakulär sind synsedimentäre Brekzien im Helvetikum, wo Abschiebungsfläche und umgelagerte Sedimente aneinander grenzen. Schön erhalten sind auch Zeugen der letzten Vergletscherung in Form mehrerer, gegen das Haupttal einfallender Seitenmoränen. Rutschungen, Sackungen und Schluchten zeugen zudem von aktiven geomorphologischen Prozessen und holozäner Erosion.

Die Erläuterungen beginnen mit der Beschreibung der lithostratigraphischen Einheiten der Molasse, des Unter-, Ober- und Ultrahelvetikums, des Unterpenninikums und schliesslich der quartären Einheiten. Zwei Unterkapitel widmen sich den geomorphologischen Prozessen während des Holozäns. Danach wird der tektonische Bau des Entlebuchs erläutert. Dabei wird insbesondere auf synsedimentäre Strukturen eingegangen. Am Schluss folgen die Kapitel Hydrogeologie und Mineralische Rohstoffe. Da der Erstautor die meiste Zeit seiner geologischen Forschung der Molasse widmete, bildet die Beschreibung dieser Einheit den Schwerpunkt der Erläuterungen. Die übrigen Gesteinseinheiten werden geologisch und stratigraphisch zwar relativ knapp, aber vollständig und nachvollziehbar charakterisiert.

STRATIGRAPHIE

MOLASSEBECKEN

Überblick

Die Molasse bildet ein klassisches Vorlandbecken im Norden der Alpen (Fig. 1) und liegt am Alpenrand als verschuppte und gegen Süden verkippte Pakete vor (subalpine Molasse) (HOMEWOOD et al. 1986, PFIFFNER 1986). Im Mittelland dagegen sind die Molassesequenzen nahezu undeformiert und liegen meistens flach (mittelländische Molasse).

Die sedimentäre Sequenz wird klassischerweise in vier lithostratigraphische Gruppen eingeteilt (MATTER et al. 1980): Die Untere Meeresmolasse (UMM, ca. 34–28 Ma, Rupélien), die Untere Süsswassermolasse (USM, 28–20 Ma, Chattien bis Aquitanien), die Obere Meeresmolasse (OMM, 20–17 Ma, Burdigalien) und die Obere Süsswassermolasse (OSM, 17–15 Ma, Burdigalien bis Langhien). SINCLAIR et al. (1991) schlagen vor, dass der Nordhelvetische Flysch aus geodynamischer Sicht als fünfte Gruppe bezeichnet werden könnte. Gemäss MENKVELD-GFELLER et al. (2016) wird die Nordhelvetische Flysch-Gruppe als eigenständige lithostratigraphische Einheit definiert.

Die UMM ist in der subalpinen Molasse aufgeschlossen und bildet den Abscherhorizont der mächtigen Molasseschuppen (PFIFFNER 1986). Sie entwickelt sich sedimentologisch aus den tiefmarinen Turbiditen des oligozänen subalpinen Flyschs und bildet den Übergang zu den terrestrischen Sedimenten der USM (SINCLAIR et al. 1991). Diese regressive Sequenz dokumentiert einen zunehmenden Sedimentfluss aus den Alpen als Folge verstärkter Hebung und Erosion (SINCLAIR & ALLEN 1992, SCHLUNEGGER et al. 2007). Am Alpenrand verdingerten sich lokale Schuttfächer (Fan-Deltas) mit offenmarinen und küstennahen Ablagerungen (DIEM 1986).

Auf die Küstensedimente der oberen UMM folgen die Schichten der USM (Fig. 2). Diese lithostratigraphische Gruppe besteht am Alpenrand aus grobklastischen, radial geschütteten Schuttfächerkonglomeraten, die sich mit axial gerichteten Sandsteinrinnengürteln und Schlammsteinen der Überschwemmungsebene verdingern (KELLER et al. 1990). Schwermineraldaten, Sohlmarken und Kreuzschichtungen in den Sandsteinen implizieren eine generelle Entwässerung nach Osten, wo sich die USM im Bereich von München mit marinen Sedimenten verzahnt (BÜCHI & SCHLANKE 1977). Am Jurasüdfuss bilden lakustrische Karbonate den nördlichen Beckenrand (PLATT & KELLER 1992). Der Übergang von der UMM zur USM bildet die erste regressive Phase in der Molasseabfolge.

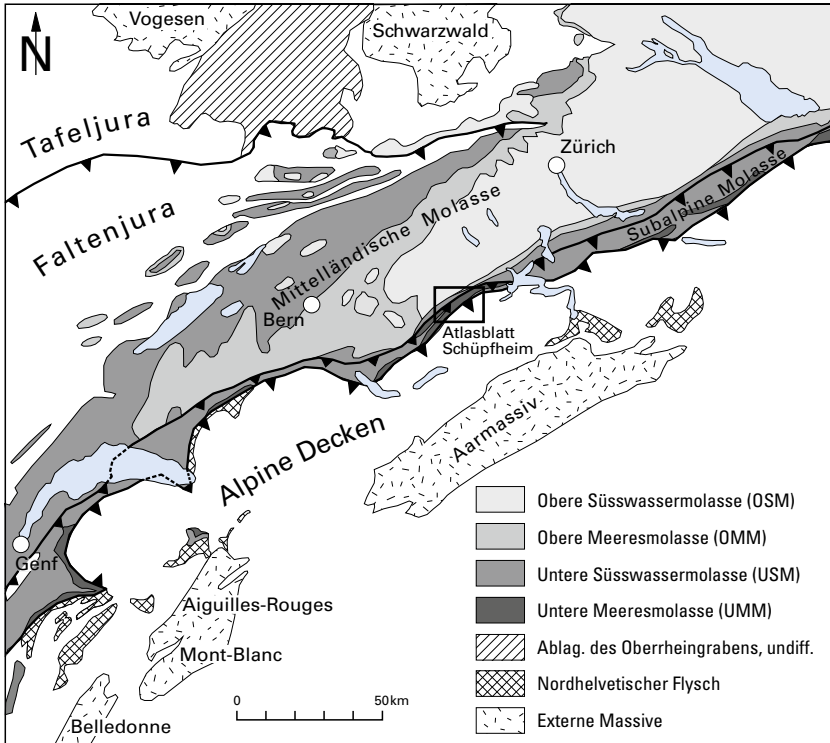


Fig. 1: Übersicht über das schweizerische Molassebecken.

Eine Transgression vor 20 Ma überflutete weite Teile des Molassebeckens und führte zur Ablagerung der OMM (BERGER 1983, 1992, KELLER 1989). Dabei prägten Wellenregime und Gezeitenströmungen die marinen Prozesse. Am südlichen Beckenrand kam es zur Ablagerung von flachmarinem Sand-, Silt- und Schlammstein (KELLER 1989, 1992). Am Alpenrand verfrachteten grössere Flüsse den alpinen Schutt in das Molassemeer und lagerten mächtige Konglomeratsequenzen ab (KELLER 1989, SCHAAD et al. 1992). Um 17 Ma vor heute leitete vermutlich eine erhöhte Zufuhr alpiner Detritus eine zweite regressive Phase ein. Das Molassemeer fiel wieder trocken, und die Ablagerung der OSM setzte ein. Grössere Flüsse transportierten den alpinen Erosionsschutt in das Molassebecken und bildeten ausgedehnte Schutfächer am Alpenrand und südwestwärts gerichtete Rinnengürtelsysteme im distaleren Bereich des Beckens.

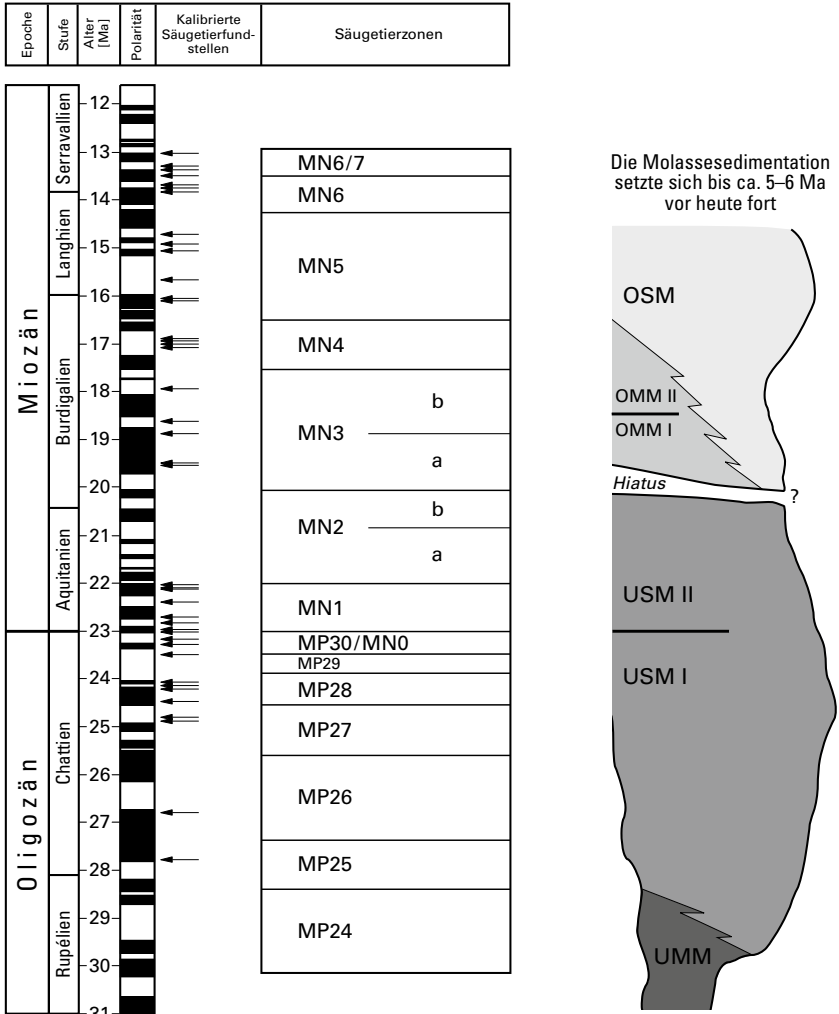


Fig. 2: Stratigraphie und Chronologie der Molasseschichten im Gebiet von Blatt Schüpfheim. Jüngere Molassesequenzen wurden während der grossräumigen Hebung und Erosion weitgehend abgetragen (CEDERBOM et al. 2004, 2011). Unterteilung der Molassegruppen nach BERGER et al. (2010).

Die Sedimentation im Molassebecken fand schliesslich um ca. 5–6 Ma vor heute ihren Abschluss (CEDERBOM et al. 2004, 2011). Eine grossräumige Hebung des Alpenraums, welche auch das Molassebecken erfasste, führte zur flächenhaften Abtragung des zuvor abgelagerten Materials (CEDERBOM et al. 2011). Die Ursache dieser Hebung im alpinen Massstab ist noch nicht abschliessend geklärt. Es ist jedoch wahrscheinlich, dass Änderungen im Subduktionsmechanismus, zum Beispiel das Abbrechen der subduzierten Platte unter den Westalpen (LIPPITSCH et al. 2003, FOX et al. 2015), zu einer grossmassstäblichen Hebung führte, welche auch das Molassebecken erfasste (BARAN et al. 2014).

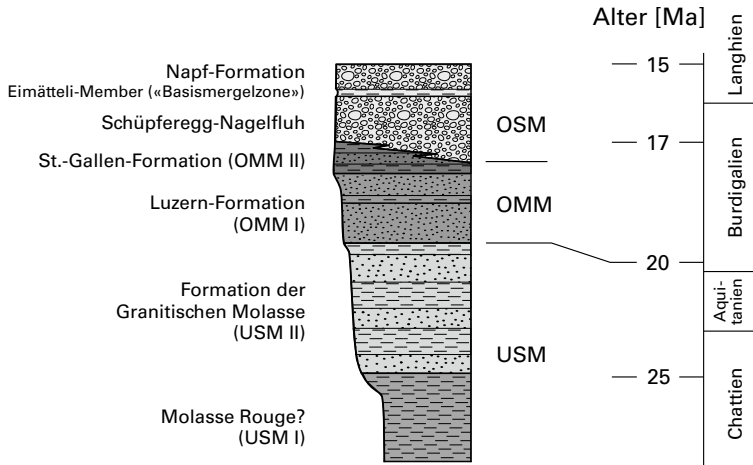
Die Molasse des Entlebachs umfasst die gesamte Sequenz von der unteren UMM bis zur OSM. Dabei sind die UMM und die USM des Chattiens in den Schuppen der subalpinen Molasse (Hilfern-Schuppe im Süden, Beichlen-Farneren-Schuppe und Triangelzone weiter nördlich), die Sequenz der USM des Aquitaniens bis zur OSM in der flachliegenden mittelländischen Molasse aufgeschlossen (Fig. 3).

MITTELLÄNDISCHE MOLASSE

Die mittelländische Molasse erstreckt sich über den gesamten nordwestlichen Teil des Gebiets von Atlasblatt Schüpfheim und bildet weitgehend den geologischen Untergrund der Napfberglandschaft. In der mittelländischen Molasse sind vor allem die jüngeren Anteile der Molassesequenzen anzutreffen. So befinden sich entlang der Haupttalachse des Entlebachs die relativ weichen Sandsteine und Mergel der jüngeren USM (USM II), vertreten durch die Formation der Granitischen Molasse. Darüber folgt, vermutlich nach einer Erosionsphase (SCHLUNEGGER et al. 1997), die Sandsteinsequenz der OMM I (ältere OMM), hier vertreten durch die Luzern-Formation (KELLER 1989). Die St.-Gallen-Formation, OMM II (jüngere OMM; KELLER 1989), ist im Kartengebiet nur in einer Mächtigkeit von wenigen Zehner von Metern vorhanden. Diese lithostratigraphische Einheit wird gegen Südwesten hin sukzessive durch die terrestrischen Sequenzen der Gruppe der OSM abgelöst. Dabei bildet die Schüpferegg-Nagelfluh das erste Schichtglied; diese Einheit kann als zeitliches Äquivalent der St.-Gallen-Formation oder der OMM II betrachtet werden (KELLER 1989). Das Dach der mittelländischen Molasse wird durch das mehrere Zehner von Metern mächtige Eimätteli-Member («Basismergelzone») gebildet, welches das basale Schichtglied der Napf-Formation darstellt. Die Napf-Formation gehört ebenfalls zur OSM.

Die mittelländische Molasse wird von der subalpinen Molasse durch eine von Südwesten nach Nordosten verlaufende Rücküberschiebung abgetrennt. Die Rücküberschiebung verläuft quer durch die USM II und trennt Schichten mit unterschiedlicher stratigraphischer Vergenz voneinander ab. So werden Gesteine der USM II in der mittelländischen Molasse gegen Nordwesten hin jünger. Da-

Mittelländische Molasse



Subalpine Molasse

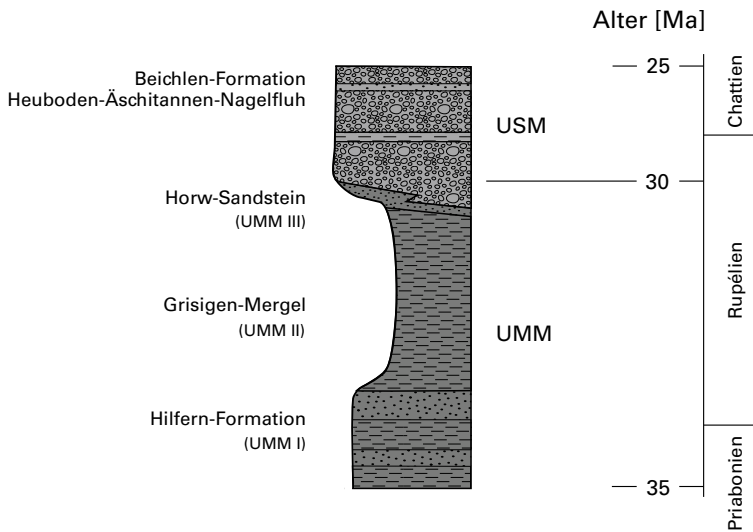


Fig. 3: Stratigraphischer Bau der Molasse des Entleuchs.

gegen liegt die USM II in der angrenzenden subalpinen Molasse so, dass entsprechende Sedimentserien in umgekehrter Richtung, d.h. gegen Südosten hin, jünger werden.

In der Folge werden die Schichtglieder der mittelländischen Molasse sedimentologisch und stratigraphisch charakterisiert.

Untere Süßwassermolasse (USM)

m₁ **Formation der Granitischen Molasse (USM II, Aquitanien)**

Die Definition der Formation der Granitischen Molasse geht auf SCHLUNEGGER (1995) zurück. Er definierte diese Einheit als Abfolge von metermächtigen, arkoseähnlichen Sandsteinbänken, welche am südlichen Rand des Molassebeckens mit rötlich-braun geflecktem Schlamm- und Siltstein eine Wechsellagerung bildet. Sedimentpetrographische Untersuchungen von GASSER (1966) zeigen, dass die basale Sequenz dieser Formation durch gleiche Anteile der Schwerminerale Apatit, Zirkon und Epidot definiert ist. Gegen das Dach hin vollzieht sich ein gradueller Wechsel zur Dominanz von Epidot. Im Gelände fallen die basalen Schichten durch mehrere Meter mächtige Grobsandsteinbänke auf, welche mit weinrot gefärbtem Schlammstein eine Wechsellagerung bilden. Der Sandstein im Dach der Formation dagegen ist mittel- bis feinkörnig, und dazwischengelagerter Schlamm- und Siltstein ist gelbbraun-rötlich gefleckt. Vogelfährten, vermutlich der Ordnung der Regenpfeiferartigen (Charadriiformes), wurden aus dem Dach der Formation der Granitischen Molasse beim Zusammenfluss zwischen Haselegggrabe und Rümli (Koord. 2653.375/1205.950) beschrieben (WEIDMANN & REICHEL 1979, DE PIETRI et al. 2013).

Unter- und Obergrenze, Alter, Ablagerungsbereich: Die Basis der Formation der Granitischen Molasse ist nirgends aufgeschlossen. Aufgrund der Resultate der Tiefbohrung Entlebuch-1 und Hünenberg-1 kann von einer Mächtigkeit zwischen 1000 m und 2000 m ausgegangen werden (VOLLMAYR & WENDT 1987, SCHLUNEGGER 1995). Der Kontakt zur OMM ist durch das Auftreten von Fein- bis Mittelsandstein gegeben, der parallellaminiert ist und Glaukonit führt. Dieser Kontakt ist in den seismischen Linien scharf und im Gelände teilweise gut erkennbar, insbesondere im Fischebachprofil (Koord. 2653.4/1204.9). Andernorts ist die Abgrenzung nicht immer klar ersichtlich. Das Alter der Formation der Granitischen Molasse wurde mit Hilfe magnetostratigraphischer Untersuchungen und Säugetierfunden (Fig. 4) entlang des Fischebachs als Aquitanien bestimmt (SCHLUNEGGER et al. 1996). Die Sedimente der Formation der Granitischen Molasse entsprechen Ablagerungen in einem fluvioterrestrischen Bereich mit Rinnengürteln (grob- bis mittelkörniger Sandstein), Durchbruchsfächern (feinkörniger Sandstein), Uferwällen (Siltstein) und Überschwemmungsebenen (Schlammstein) (PLATT & KELLER 1992, SCHLUNEGGER et al. 2007).

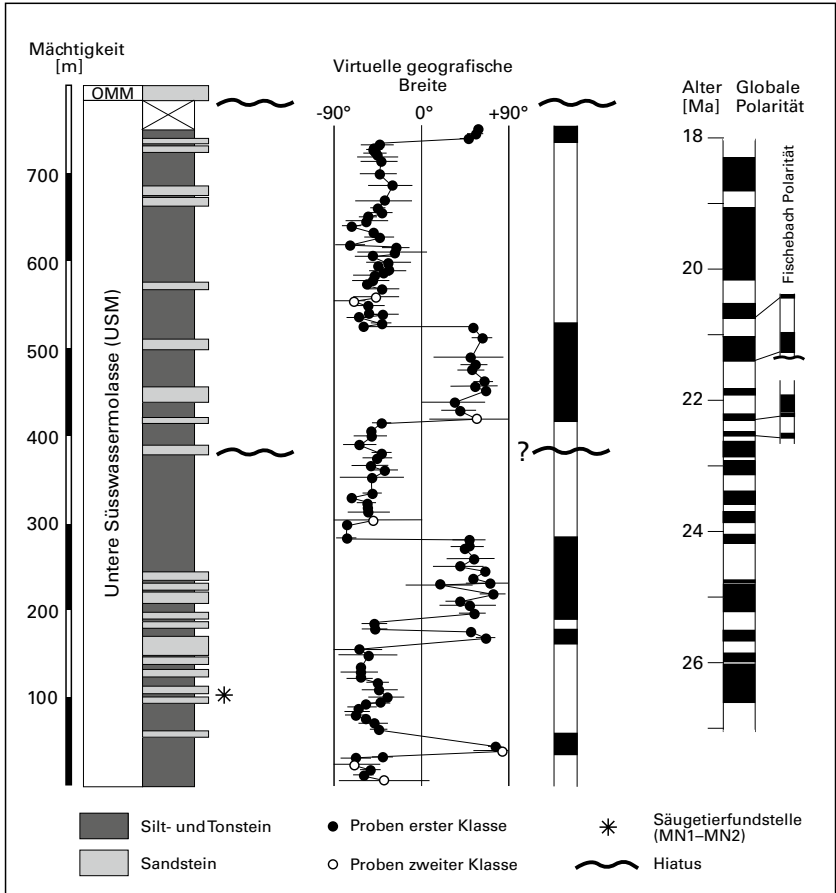


Fig. 4: Litho- und Magnetostratigraphie der Formation der Granitischen Molasse entlang des Fischebachs, Koord. 2653.4/1204.9 (SCHLUNEGGER et al. 1996).

Obere Meeressmolasse (OMM)

Auf die Ablagerung der USM folgte vor etwa 20 Ma die Sedimentation der Oberen Meeressmolasse (SCHLUNEGGER et al. 1996; s. auch Fig. 2). Der Kontakt zwischen USM und OMM ist in der Region Entlebuch scharf, wie seismostratigraphische Untersuchungen zeigen. Im Gelände ist er jedoch nicht immer einfach

zu kartieren. Die seismostratigraphischen Untersuchungen nördlich von Luzern zwischen den Tiefbohrungen Hünenberg-1 und Boswil-1 zeigen, dass die Basis der OMM auf einem erosiven Kontakt liegt (SCHLUNEGGER et al. 1997). Unklar ist, ob die Überflutung des Molassemeeres (Paratethys) auf einen globalen Anstieg des Meeresspiegels zurückzuführen ist (KELLER 1989), oder ob marine Verhältnisse sich als Folge eines reduzierten Sedimentflusses aus dem alpinen Raum etablierten (SCHLUNEGGER et al. 2007). Eine weitere Erklärung für die Transgression der Paratethys in den Bereich des Mittellandes ist in SINCLAIR et al. (1991) diskutiert. Gemäss diesen Autoren könnte eine verstärkte Subsidenz das Molassebecken in einen geodynamisch unterfüllten Zustand geführt und damit die marine Überflutung ermöglicht haben.

Die OMM ist ein wahres Lehrbuch für die Analyse der sedimentologischen Aufzeichnung von Wellen und Gezeiten. Dies ist auch der Grund, wieso ein Foto von Wellenrippelmarken aus dem Dach der OMM I das Titelbild des Umschlags zu Atlasblatt Schüpfheim zielt. Des Weiteren sind die Resultate wissenschaftlicher Untersuchungen in zahlreichen Fachzeitschriften und Monographien publiziert (BENKERT 1983, 1984, ALLEN et al. 1985, KELLER 1989, MARTEL et al. 1994, SCHLUNEGGER et al. 2007). Die genannten Autoren untersuchten den Einfluss der Paläoküstenlinie auf den Wellengang. Zudem fokussierten sie sich auf mögliche Effekte von Welleninterferenzen und deren sedimentologische Aufzeichnung. ALLEN et al. (1985) zeigten anhand der Orientierung von Schrägschichtungen und Schwermineralverteilungen, dass das OMM-Meer durch die Napf- und Hörnlischüttung in Deltasysteme und Buchten gegliedert wurde. Die ausgeprägte morphologische Gliederung des OMM-Meeres führte zur Refraktion der Gezeitenwellen, was den Gezeiteneffekt vergrösserte und offenbar einen mesotidalen Tidenhub von 2 bis 4 m ermöglichte (KELLER 1989, MARTEL et al. 1994). Die OMM widerspiegelt somit die Interferenz zwischen Wellen, Gezeiten und Deltas. Ein modernes Analogon bietet die Deutsche Bucht bei Wilhelmshaven (Fig. 5).

KELLER (1989) unterteilte die OMM zwischen Bern und Bodensee in zwei grossmassstäbliche Sequenzen: Die Luzern-Formation und die St.-Gallen-Formation (Fig. 2). Diese Formationen werden auch als OMM I und OMM II im Sinne der Harmonisierung der Molasseeinheiten bezeichnet (BERGER et al. 2010). Ein terrestrischer Horizont (Koord. 2647.250/1204.325) mit geflecktem Schlammstein, Wurzelspuren und Kalkknollen (Caliche) bildet die Trennschicht. Weiter westlich wird die St.-Gallen-Formation (OMM II) durch die Schüpferegg-Nagelfluh abgelöst.

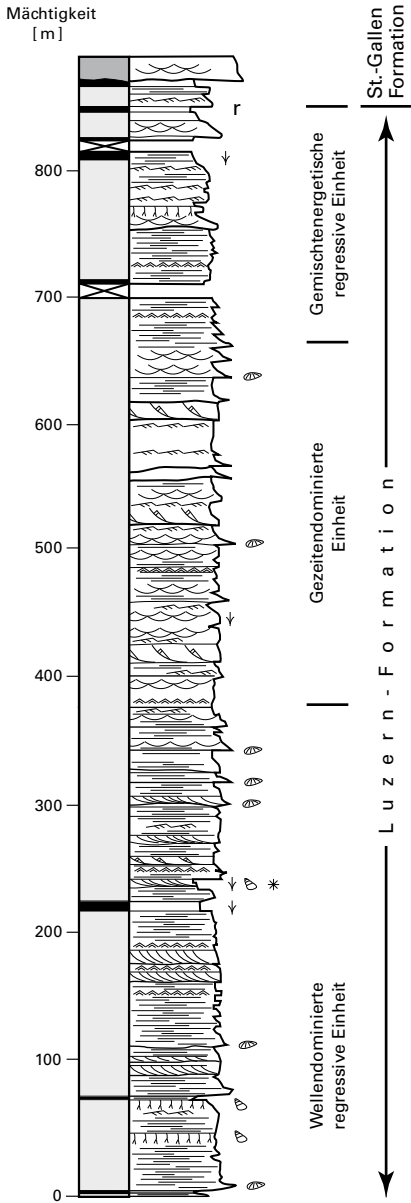
m₂ Luzern-Formation (OMM I, Burdigalien)

Die Luzern-Formation («Burdigalien» nach KAUFMANN 1875) besteht aus graugrünem bis blaugrünem plattigem fein- bis mittelkörnigem glaukonitführendem Sandstein (Fig. 6). Gelegentlich schalten sich dunkle Mergellagen, Nagelfluh-











Fig. 5: Moderne Küste mit wellendominierten und gezeitendominierten Bereichen. Dieses Satellitenbild dient als Beispiel für die Situation zur Zeit der OMM. A) wellendominierte Küste, wo vor allem parallellaminierte Sedimente gebildet werden; B) Priel, wo Sandwellen mit Schrägschichtungen und Schlicklagen auf starke Gezeitenströmungen hinweisen; C) Gezeitebene (Watt) als Ablagerungsraum von Sedimenten mit Linsen- und Flaserschichtungen. Ähnliche Lithofaziestypen und Architekturelemente sind charakteristisch für die OMM des Gebiets von Atlasblatt Schüpfheim. Deshalb bietet das niedersächsische Wattenmeer bei Wilhelmshaven ein ideales modernes Analogon für die OMM der Zentralschweiz. © USGS/NASA Landsat, 2002.



bänke und Süswasserkalkbänke ein. Der Sandstein zeigt deutliche Sedimentstrukturen (Parallellamination, Kreuz- und Schrägschichtung sowie Linsen- und Flaserschichtung). KELLER (1989) unterteilt die Luzern-Formation auf Grund lithofazieller Kriterien in drei informelle Einheiten. Die *wellendominierte regressiv* *Einheit* bildet die Basis der Luzern-Formation. Sie besteht aus parallellaminiertem sowie kreuzgeschichtetem fein- bis mittelkörnigem Sandstein. Vereinzelt kommen auch grobklastische Lagen vor, deren Ursache auf Erdbeben zurückgeführt werden könnte (Fig. 7). Die folgende *gezeitendominierte Einheit* setzt sich aus einer Sequenz von schräg- und kreuzgeschichtetem fein- bis mittelkörnigem Sandstein sowie



Sedimentstrukturen

-  Oszillationsrippel
-  Strömungsrippel
-  Schrägschichtung
-  Kreuzschichtung
-  Parallellamination
-  Rote Fleckung
-  Vogelspuren
-  Wurzelspuren

Fossilinhalt

-  Muscheln (marin)
-  Süßwassergastropoden
- Wirbeltierreste

Lithologie




-  Konglomerat
-  Sandstein
-  Schlammstein



Fig. 7: Sedimentologisches Detail aus der Luzern-Formation (OMM I), aufgenommen im Flussbett der Grossen Entle bei Farbstutz (Koord. ca. 2647.57/1203.50). Das Foto zeigt ein matrixgestütztes Konglomerat mit intraformationellen Tonklasten an der Basis sowie eine Anreicherung von Muschelschill im Dach. Die Sequenz geht graduell in einen parallellaminierten Sandstein über. Ein Erdbeben könnte eine Tsunamiwelle ausgelöst haben, welche die Massenbewegung induziert hat. Ein Indiz dafür gibt das matrixgestützte Gefüge an der Basis, welches als Hinweis auf einen Schuttstrom gedeutet werden kann. Foto L. Jemelin, 2003.

Linsen- und Flaserschichtungen zusammen. Die Sequenz im Dach wird als *gemischtenenergetische regressive Einheit* bezeichnet. Sie ist eine Wechsellagerung aus Siltstein, Mergel und Sandstein, welche in ihrer Abwechslung eine klassische Linsen- und Flaserschichtung bildet. Parallellaminierte und kreuzgeschichtete Sandsteine treten ebenfalls auf.

Unter- und Obergrenze, Alter: Im Liegenden der Luzern-Formation stehen die Schichten der Formation der Granitischen Molasse an. Wie zuvor beschrieben, kann der Basalkontakt im Gelände markant und durch Erosionsdiskordanzen gekennzeichnet sein, wie aus seismischen Linien hervorgeht (SCHLUNEGGER et al.

Fig. 6: Sedimentologisches Profil der OMM entlang der Entle, Entlebuch. Modifiziert nach KELLER (1989).

1997). Das Dach wird durch eine mehrere Meter mächtige Sequenz aus rotgelb geflecktem Mergel mit Kalkknollen und Wurzelstrukturen gebildet. Der darüber folgende graue Siltstein und feinkörnige Sandstein mit Rippelkreuzschichtung bildet bereits die basalen Schichten der St.-Gallen-Formation (OMM II). Der Kontakt zwischen beiden lithostratigraphischen Einheiten ist im Gelände als gradueller Übergang erkennbar. Gegen Westen hin, im Bereich des Schüttungszentrums des Napfsystems, verfangern sich sukzessive ältere Schichten der Oberen Süßwassermolasse (Schüpferegge-Nagelfluh) mit den Schichten der Luzern-Formation. Im Kartengebiet erreicht die Luzern-Formation eine maximale Mächtigkeit von 850 m (KELLER 1989). Das Alter der Luzern-Formation wurde in der Arbeit von KELLER (1989) eingehend diskutiert. Säugetierpaläontologische Untersuchungen in Kombination mit magnetostratigraphischer Kalibrierung der Molassesäugetierzonen implizieren ein Burdigalien-Alter (KELLER 1989, SCHLUNEGGER et al. 1996, KEMPF et al. 1999).

Fossilien und Paläoökologie: In den Publikationen von MOLLET (1921), FRÖHLICHER (1933), MATTER (1964) und KELLER (1989) sind lediglich Molluskenbänke sowie Spurenfossilien oder Schneckenschalen aus den Süßwasserkalken zitiert oder in Profilen eingezeichnet. Erst im Zusammenhang mit den vorliegenden Erläuterungen wurden Teile der Luzern-Formation systematisch paläontologisch untersucht. Die meisten Sedimente sind jedoch nicht schlammbar, da sie zu stark verfestigt sind. Deshalb bleibt die mikropaläontologische Beprobung der Formation lückenhaft.

Marine Fossilien sind rar im Kartengebiet. In der basalen, rund 350 m umfassenden wellendominierten regressiven Einheit des Entleprofils sind wahrscheinlich meist brackische Verhältnisse vorherrschend. Die nachfolgende gezeitendominierte Einheit dürfte deutlich stärker marin geprägt sein (KELLER 1989). Muschelbänke aus der gezeitendominierten Einheit lassen sich im westlichen Teil des Kartengebiets z.B. noch bei Schüpfheim-Blattbach (Koord. 2641.58/1200.35/890 m) oder Schüpfheim-Siggehuse (Koord. 2643.60/1201.62/795 m) nachweisen. Diese Muscheln, v.a. aus der Familie Veneracea, sind Suspensionsfresser der Infauna und deuten auf marine Ablagerung hin (schriftl. Mitt. U. Wegmüller, 2015). An drei Fundorten gelang es zudem, je einen Selachierzahn nachzuweisen: Hasle-Entle (Koord. 2647.525/1203.525) vom Sandhai *Carcharias* sp., Hasle-Entle (Koord. 2647.37/1203.74) vom Katzenhai *Scyliorhinus* (*Pachyscyllium*) cf. *distans* und Schüpfheim-Blattbach (Koord. 2641.765/1199.950) vom Stechrochen *Dasyatis rugosa*. Der Rochenzahnfund aus der wellendominierten regressiven Einheit spricht aber nicht dagegen, dass während dieser Ablagerungsphase der Luzern-Formation im Kartengebiet meist brackische Verhältnisse herrschten, denn viele Stechrochenarten leben auch in euryhalinem Milieu. Die nachgewiesenen Haiarten sind in der Luzern-Formation des Mittellandes häufig in küstennahen Flachwasserablagerungen zu finden und ebenfalls nicht auf einen stenohalinen Lebensraum angewiesen.



Fig. 8: Steil aufgerichtete Süsswasserkalklage mit Kohlehorizont und begleitendem Mergel. Luzern-Formation, Schüpfheim-Bachtöle (Koord.2642.28/1200.38/825 m). Links ist stratigraphisch oben. Foto J. Jost, 2014.

Selachierarten oder Fossilien, wie z.B. Seeigelfragmente oder -stacheln, die nur stenohalin existieren konnten, sind bisher nicht gefunden worden. Die grosse Dynamik des Molassemeeres und die daraus hervorgehende Veränderung der Strömungsverhältnisse führten immer wieder auch kleinräumig zu relativ rasch wechselnden Lebensbedingungen und einem Anpassungsdruck auf die Fauna.

An der Entle treten rund 40 m, 70 m und 240 m über der Basis der Luzern-Formation markante Einschübe von Süsswasserkalk, Kohle sowie ab und zu dünnen, schwarzen Mergellagen auf. Weitere Regressionslagen sind in mehreren Bachtöbeln bei Schüpfheim und Escholzmatt aufgeschlossen (Lindebüel, Koord.2642.715/1200.665/805 m und 2642.780/1200.675/800 m; Hasle-Entle, Koord.2647.54/1203.43/730 m, 2647.57/1203.45/715 m, 2647.68/1203.28/715 m und 2647.7/1203.3/740 m; Bachtöle, Koord.2642.28/1200.38/825 m; Fig. 8). Diese Schichten wurden bereits von den eingangs dieses Abschnittes zitierten Autoren beschrieben und mit den ost-

wärts bis nach Luzern verfolgbaren Kalk- beziehungsweise Kohlelagen in Zusammenhang gebracht. Diese dünnen kohligen Mergellagen sind sehr schwierig zu schlämmen; trotzdem wurden mehrere Lokalitäten eingehend beprobt. Sie enthalten eine vielfältige, rein terrestrische beziehungsweise limnische Fauna und Flora, was auf jeweils vorübergehende Absenz des Meereseinflusses schliessen lässt.

Kleinsäuger sind durch Bilche (Gliridae), Insektenfresser (Insectivora) und Hasenartige (Lagomorpha) vertreten. Die Zusammensetzung der Kleinsäugerfauna erlaubt bisher nicht, die Altersfrage der Süsswasserkalklagen im Gebiet von Blatt Schöpfheim zu klären, da wichtige Leitformen wie Hamsterartige, z.B. Cricetidae oder die ausgestorbene Nagerfamilie der Eomyidae fehlen. Von Reptilien sind wenige Zähne von Krokodilen sowie Knochenschilder von Glasschleichen *Ophisaurus* sp. nachgewiesen.

Mit *Stephanochara berdotensis*, *Chara* cf. *molassica-notata* sowie *Sphaerochara* cf. *hirmeri* gehört die Charophytenfauna (Armlaucheralgen) zur Berdotensis-Zone (schriftl. Mitt. P. O. Mojon, 2015). Dies würde der Kleinsäugerzone MN2 entsprechen und wäre demnach noch Aquitanien. Da aber diese Einstufung durch Kleinsäugerfunde bisher nicht bestätigt ist, bleibt unsicher, ob die wellendominierte regressive Einheit der Basis der Luzern-Formation im Entlebuch, wie KELLER (1989) in Betracht zieht, noch aquitanes Alter aufweist oder bereits zur Säugerzone MN3a und somit zum Burdigalien gehört.

Aussergewöhnlich ist die artenreiche Fischfauna, die durch Otolithen (Gehörsteine) und Fischzähne dokumentiert ist. In Europa sind aus gleichaltrigen Ablagerungen sonst nur sehr artenarme Fischfaunen bekannt. Am häufigsten sind Schlundzähne von Karpfenfischen (Cyprinidae) der Gattung *Tarsichthys* GAUDANT et al. (2002). Deren Lebensraum sind warme, nährstoffreiche, stehende und langsam fliessende Gewässer mit Pflanzenbewuchs. Diese Gattung ist in der Schweiz schwerpunktmässig in der Unteren Süsswassermolasse verbreitet, aber auch bis in die ältere Obere Meeresmolasse nachgewiesen. Wichtigste Fischfunde sind jedoch Otolithen, die eine artspezifische Bestimmung und vertiefte Analyse der Fischfauna erlauben. Bisher liegen jedoch erst provisorische Bestimmungen vor (schriftl. Mitt. B. Reichenbacher, 2015), welche Vertreter der Grundeln Gobioidei, der Hundsfische-Gattungen *Mikroumbra* sp. und *Palaeoesox* sp. und der Ährenfischgattung *Hemitrichas* nachweisen. Hundsfische sind Süsswasserbewohner, während Grundeln und Ährenfische sowohl im Süss- als auch im Brackwasser leben.

Im jüngsten Anteil der Luzern-Formation wurde im Regressionshorizont (nach KELLER 1989) bei Hasle-Farbschachen (Koord. 2647.30/1204.23) ein schwärzlicher Schneckenschalen führender Mergel beprobt. Die für diesen Zeitraum (MN3b) andernorts typischen Eomyidenzähne wurden nicht gefunden, jedoch Zähne von Gliridae und Lagomorpha sowie Insectivora. Der Regressionshorizont ist stärker terrestrisch geprägt als die Kohle- und Süsswasserkalkschichten der Luzern-Formation. Darauf deuten häufig vorkommende Knochenschilder der Glas-

schleiche *Ophisaurus* sp. sowie kleine Zähne und Kieferfragmente mehrerer Echsarten. Amphibien sind durch Wirbelfragmente, Fische mit Schlundzähnen von Karpfenfischen (Cyprinidae) vertreten.

Die Fundstelle Hasenbach (Koord. 2639.000/1198.825) liegt innerhalb des Regressionshorizontes und ist mit einer typischen MN3b-Eomyidenfauna datiert (ENGESSER 1990). Die St.-Gallen-Formation und wahrscheinlich auch Teile des Regressionshorizontes sind im westlichen Teil des Kartengebiets bereits als Schüpferegg-Nagelfluh ausgebildet. Die Originalfundstelle ist aktuell nicht auffindbar; sämtliche Kleinsäugerzähne befinden sich im Naturhistorischen Museum Basel. In unmittelbarer Nähe dieser Fundstelle wurden jedoch in Mergel Charophyten *Chara* cf. *molassica-notata* (schriftl. Mitt. P. O. Mojon, 2015), Schlundzähne von Cypriniden, ein Zahn eines Bilches (Gliridae), Trümmer von Schildkröteneiern und zahlreiche Schalen von Süßwasserostrakoden (Muschelkrebse) der Gattungen *Ilyocypris* und *Limnocythere* (mündl. Mitt. C. M. Pirkenseer, 2015) nachgewiesen.

m₃ St.-Gallen-Formation (OMM II, Burdigalien)

Im Gebiet von Atlasblatt Schüpfheim besteht die St.-Gallen-Formation aus einer Sequenz von verwühltem Siltstein und dazwischengelagerten Linsen- und Flaserschichtungen. Planar schräggeschichtete und zentimeter- bis dezimetermächtige, trogförmig kreuzgeschichtete, mittelkörnige Sandsteinbänke treten ebenfalls auf.

Unter- und Obergrenze, Alter: KELLER (1989) legte die Basis der St.-Gallen-Formation mit dem Auftreten der ersten marinen Sedimente über dem Regressionshorizont fest. Die Obergrenze wird dort gezogen, wo die ersten über 5 m mächtigen Konglomeratsequenzen der Schüpferegg-Nagelfluh (OSM) auftreten. Damit erreicht die St.-Gallen-Formation bei Entlebuch eine Mächtigkeit von ca. 100 m. Gegen Westen hin greift die OSM in immer tiefere stratigraphische Einheiten ein. Damit wird die St.-Gallen-Formation zwischen Hasle und Escholzmatt von der Schüpferegg-Nagelfluh seitlich abgelöst. Das Alter der St.-Gallen-Formation liegt bei 18 Ma (Burdigalien); es basiert auf säugetierpaläontologischer und magnetostratigraphischer Kalibrierung (SCHLUNEGGER et al. 1996). Die Sedimentstrukturen lassen auf eine flachmarine, gezeitendominierte Bucht östlich des Napf-Schuttfächers schliessen (KELLER 1989).

Fossilien und Paläoökologie: Bei Entlebuch-Farbschachen ist flussabwärts, im Hangenden des Regressionshorizontes, meist grauer Silt- und Sandstein anstehend. Vereinzelt sind Molluskenbänke, so bei Koord. 2647.27/1204.29, sowie Vogelfährlin, bei Koord. 2647.24/1204.33, zu beobachten, aber auch Spurenfossilien (Bioturbation), die durch grabende Krebse (ähnlich der Grabgänge rezenter Maulwurfskrebse) entstanden sein dürften. Vieles deutet somit darauf hin, dass die

Sedimente der St.-Gallen-Formation im östlichen Teil von Atlasblatt Schüpfheim im Wattbereich eines sehr flachen Meeres, das wahrscheinlich zeitweise brackisch beeinflusst war, gebildet wurden.

Bei Hasle-Schmiedmättli (Koord. 2647.205/1204.500/685 m) steht im Übergang zur Schüpferegg-Nagelfluh wiederum eine dünne Lage eines schwarzen Schneckenschalen führenden Mergels mit Kleinsäuger- und Reptilienzähnen an.

Obere Süsswassermolasse (OSM)

Die älteren Arbeiten, welche auf die Stratigraphie und Sedimentologie der Oberen Süsswassermolasse und auch auf liegende Einheiten des Entleuchs Bezug nehmen, sind in MATTER (1964) zusammengefasst. Als erster erkannte KAUFMANN (1860, 1875, 1886), dass gegen Westen, also gegen das Schüttungszentrum der Nagelfluh hin, die Fazies von marin zu terrestrisch wechselt. Da F.J. Kaufmann allerdings die chronologischen Zusammenhänge noch nicht erkannte, sind einige seiner zeitlichen Korrelationen nicht korrekt. So verband er zum Beispiel die aquitanen Höhronen-Schichten (Zeitäquivalent der Formation der Granitischen Molasse) mit den Sandsteinen der OMM (Burdigalien). FRÖHLICHER (1933) erkannte als erster, dass sich innerhalb der Abfolge, die zwischen der Formation der Granitischen Molasse und der Napf-Formation liegt, lediglich ein Wechsel in der lithologischen Ausbildung vollzieht und dass gegen Westen hin die marinen Schichten (OMM) sukzessive in terrestrische Ablagerungen übergehen. Die ersten detaillierten sedimentologischen und sedimentpetrographischen Arbeiten gehen auf MATTER (1964) zurück. Den chronologischen Rahmen für die Obere Süsswassermolasse erstellten SCHLUNEGGER et al. (1996) mit Hilfe von Magneto- und Säugetierstratigraphie. Fortschritte in der magnetostratigraphischen Kalibrierung der Molassesäugetierzonen veranlassten KEMPF et al. (1997), die Chronologie von SCHLUNEGGER et al. (1996) und damit das Alter der OSM zu revidieren.

Die Gruppe der OSM besteht im Entleuch weitgehend aus einer Wechselagerung von 3 bis ca. 5 m mächtigen singulären bis amalgamierten Konglomeratbänken. Die Sedimente bilden den Napf-Schuttfächer, der sich von Thun bis Luzern verfolgen lässt. Eine ungefähr 80 m mächtige Wechselagerung aus lakustrischem Ton- und Siltstein sowie Konglomeratbänken des Eimätteli-Members («Basismergelzone») trennt die ca. 1000 m mächtige konglomeratische Abfolge in eine untere Serie, die Schüpferegg-Nagelfluh, und die darüber folgende Napf-Formation (MATTER 1964) (Fig. 3).

m_{3s} Schüpferegg-Nagelfluh (Burdigalien)

Die Schüpferegg-Nagelfluh besteht aus einer Sequenz von bis zu 5 m mächtigen Konglomeratbänken und einigen Dezimeter bis ein Meter mächtigen siltigen Zwischenfugen mit gelbgrauer, zum Teil auch rötlicher Fleckung. Dezi-

metermächtige Sandsteinbänke treten ebenfalls auf. Das Konglomerat kann auch als amalgamierte Bänke vorkommen. Es erreicht dann Mächtigkeiten von über 10 m. Das Konglomerat ist meistens massig geschichtet. Vereinzelt kann flachwinklige Schrägschichtung beobachtet werden. MATTER (1964) stellte in seinen petrographischen Untersuchungen fest, dass die Basis der Schöpferegg-Nagelfluh einen hohen Kristallingehalt von maximal 36% in den Geröllen aufweist. Dieser geht gegen das Dach hin auf etwa 12% zurück. Mengenmässig sehr häufig verteten sind Dolomitgerölle (40%) sowie die für die Napf-Schüttung typischen hellen Quarzite (bis zu 15%). Diese stammen vermutlich aus den Einheiten des Mittelpenninikums. Das Schwermineralspektrum ist durch die Dominanz von Epidot charakterisiert.

Unter- und Obergrenze, Alter, Ablagerungsbereich: Graduelle Übergänge charakterisieren Unter- und Obergrenze der Schöpferegg-Nagelfluh. Die Untergrenze wird dort gezogen, wo die vertikale Sequenz durch Konglomerat dominiert wird. Umgekehrt wird die Obergrenze dort festgelegt, wo der hellgraue siltige Tonstein des Eimätteli-Members («Basismergelzone») über einen Meter mächtig wird. Das Alter der Schöpferegg-Nagelfluh wurde mit Hilfe magnetostratigraphischer (SCHLUNEGGER et al. 1996) und säugetierpaläontologischer Informationen (Fundstelle Hasenbach mit *Ligerimys oberlii* und *Pentabuneomys rhodanicus*, Koord. 2639.000/1198.825/890 m) auf den Zeitraum zwischen 18 und 16,5 Ma beziehungsweise MN3b festgelegt (ENGESSER 1990, SCHLUNEGGER et al. 1996, KEMPF et al. 1997). Die massig und zum Teil schräggeschichteten Konglomeratlagen widerspiegeln Ablagerungen von Kiesbänken eines verwilderten Flusssystemes, das gegen das OMM-Meer hin (St.-Gallen-Formation) ein Delta aufbaute (Braided-Delta, SCHAAD et al. 1992).

m_{4E} Eimätteli-Member («Basismergelzone» auct., Burdigalien)

Das Eimätteli-Member wird durch eine etwa 80 m mächtige Wechsellagerung aus hellgrauem parallellaminiertem muskovitreichem siltigem Mergel und metermächtigen massigen Konglomeratbänken gebildet. Vereinzelt sind auch Sandsteinbänke in die Sequenz eingeschaltet. Speziell ist der hohe Anteil an Ophiolithgeröllen (13–20%) im Konglomerat, weshalb von einer eigentlichen Ophiolith-nagelfluh gesprochen werden kann (MATTER 1964).

Unter- und Obergrenze, Alter, Ablagerungsbereich: Unter- und Obergrenze des Eimätteli-Members sind nicht eindeutig festzulegen, da die Übergänge an der Basis (Schöpferegg-Nagelfluh) wie auch im Dach (Napf-Formation) graduell sind. Bei der Kartierung des Atlasblattes wurde die Untergrenze dort gezogen, wo der erste etwa ein Meter mächtige Mergel in der Abfolge auftritt. Analog wurde die Obergrenze dort definiert, wo erste mehr als 5 m mächtige Konglomeratbänke die Sequenz zu dominieren beginnen. Das Eimätteli-Member entspricht lithostrati-

graphisch und faziell dem Schallenberg-Mergel im Gebiet des südwestlich anschliessenden Atlasblattes 75 Eggwil (HALDEMANN et al. 1980). Das Alter des Eimätteli-Members wurde säugetierpaläontologisch (Fundstelle Eimätteli, Koord. 2644.750/1204.555/725 m) sowie magnetostratigraphisch mit MN4b beziehungsweise mit ca. 16,5 Ma festgelegt (mündl. Mitt. D. Kälin, 2015). Als Ablagerungsraum wird eine Schwemmlandebene mit untiefen Seen und Tümpeln im Bereich des Napf-Schuttfächers angenommen (MATTER 1964).

Fossilien und Paläoökologie: Die bisher reichste Fundstelle des Eimätteli-Members ist Romoos-Eimätteli (Koord. 2644.750/1204.555/725 m; MATTER 1964). Diese Fundstelle wurde in den letzten Jahren weiter bearbeitet und lieferte eine Kleinsäugerfauna, die insbesondere durch die Vergesellschaftung der Cricetiden-gattungen (Hamsterartige) *Megacricetodon*, *Democricetodon*, *Eumyarion* sowie *Anomalomys* für die Kleinsäugerzone MN4b typisch ist. Daneben sind auch Bilche (Gliridae), Insektenfresser (Insectivora), Hasenartige (Lagomorpha) sowie Hörnchenarten (Sciuridae) vertreten. Eine weitere wichtige Fundstelle dieser Zone ist Escholzmatt-Oberschriberschwändeli, deren Kleinsäugerfauna in KÄLIN & KEMPFF (2009) aufgelistet ist. Weitere Fundorte im Bereich Romoos-Pulverhüsli sind in MATTER (1964) zitiert. Neben Kleinsäugerzähnen sind insbesondere in Romoos-Eimätteli auch Krokodilzähne, Knochenschilder der Glasschleiche *Ophisaurus* sp. sowie bisher nicht näher bestimmte Fischzähne und Otolithen, aber auch Gastropoden, Charophyten und Ostrakoden gefunden worden.

m_{4N} Napf-Formation (Napf-Schichten auct., Burdigalien – Langhien)

Die Napf-Formation besteht aus einer Abfolge von 5 bis 10 m mächtigen Konglomeratbänken und metermächtigen schlammigen Zwischenfugen. Einzelne Bänke sind bis zu 5 m mächtig, darüber sind sie als Amalgamationsabfolgen aufzufassen. Das Konglomerat ist massig strukturiert und zeigt vereinzelt flachwinklige Schrägschichtung. Die Komponenten im Konglomerat sind mässig bis gut gerundet. Der Schlammstein ist meistens gelbgrau-rötlich gefleckt.

Unter- und Obergrenze, Alter, Ablagerungsbereich: Die Napf-Formation folgt in graduellem Kontakt auf das Eimätteli-Member. Die Grenze wird dort gezogen, wo 5 m mächtige Konglomeratbänke die vertikale Sequenz zu dominieren beginnen. Die stratigraphische Obergrenze der Napf-Formation wurde durch postsedimentäre Erosion gekappt. Die jüngsten Schichten wurden mit Hilfe von magnetostratigraphischen und säugetierpaläontologischen Untersuchungen auf 13,7 Ma beziehungsweise oberes MN6 datiert (KÄLIN & KEMPFF 2009). Fossilfundstellen aus der Napf-Formation sind bisher im Gebiet von Atlasblatt Schüpfheim keine bekannt. Als Ablagerungsraum kommt ein verwildertes Flusssystem in Frage.

SUBALPINE MOLASSE

Die subalpine Molasse des Entlebuch war Gegenstand detaillierter Untersuchungen von GASSER (1966, 1968), der die entsprechenden Schichtsequenzen gemäss ihrer tektonischen Stellung in eine äussere und eine innere Zone unterteilte. Die innere Zone wird nach dieser Einteilung von zwei isoklinal einfallenden Schuppen gebildet. Dies ist die Beichlen-Farneren-Schuppe im Südwesten des Kartengebiets sowie die Hilfern-Schuppe, welche den subalpinen Schuppenbau im Nordosten des Kartengebiets bestimmt. Beiden Schuppenpaketen ist eine tektonische Schürfzone (Melange) vorgelagert, welche als Hornbüel-Schuppenzone bezeichnet wird (GASSER 1966). Den äusseren Teil der subalpinen Molasse bilden die Sedimentgesteine der Schangnau-Schuppe im Süden sowie die nördlich daran anschliessenden Gesteine der Triangelzone. Die Triangelzone besitzt eine komplexe tektonische Architektur mit durchbrochenen Faltenzügen, überkippten Schichten und verschuppten Gesteinspaketen.

Nachfolgend werden zuerst die Gesteine der inneren Zone mit den ältesten Molassegesteinen beschrieben. Danach folgen die Beschreibungen der Hornbüel-Schuppenzone und der äusseren Zone mit den jüngsten Ablagerungen der subalpinen Molasse im Kartengebiet.

HILFERN- UND BEICHLLEN-FARNEREN-SCHUPPE

Die Hilfern- und die Beichlen-Farneren-Schuppe werden von Sedimentgesteinen der Unteren Meeresmolasse sowie den konglomeratischen Serien der Unteren Süsswassermolasse aufgebaut. Beide Schuppenpakete sind en-échelon-artig gegeneinander versetzt und lösen sich auch seitlich ab. In der Hilfern-Schuppe sind Hilfern-Formation (UMM I), Grisigen-Mergel (UMM II), Horw-Sandstein (UMM III) sowie Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (USM I) aufgeschlossen. In der Beichlen-Farneren-Schuppe liegen dagegen Abfolgen der UMM II und III sowie die konglomeratdominierte Sequenz der Beichlen-Formation (USM I) vor. In der Folge werden die Schichtglieder der UMM und der USM, soweit sie in diesen Schuppen auftreten, gemäss ihrer stratigraphischen Position beschrieben und interpretiert.

Untere Meeresmolasse (UMM)

Die Untere Meeresmolasse, als frühes bis mittleres Oligozän datiert (MATTER et al. 1980, WEIDMANN et al. 1982), ist die älteste Gruppe im perialpinen Vorlandtrog (PFIFFNER 1986). Folgt man der Nomenklatur von SINCLAIR et al. (1991), dann müsste allerdings der Nordhelvetische Flysch als älteste Gruppe bezeichnet werden. Der vorliegende Text stützt sich jedoch auf das Konzept der klassischen Molassestratigraphie nach MATTER et al. (1980). Die UMM ist in der Zentral-

schweiz und damit auch im Bereich des Kartenblattes Schüpfheim nur in den südlicheren Schuppen aufgeschlossen. Wie DIEM (1986) erläuterte, kann die bis über 1000 m mächtige UMM dreigeteilt werden (Fig. 3), nämlich in eine basale Sequenz, bestehend aus Turbiditen (Hilfern-Formation, untere UMM), eine Abfolge aus Tonmergel (Grisigen-Mergel, mittlere UMM) und in eine regressive Küstensequenz (Horw-Sandstein, obere UMM). Diese regressive Abfolge wurde als Folge erhöhter Zufuhr von Erosionsschutt aus den Alpen interpretiert (SINCLAIR & ALLEN 1992, SINCLAIR 1997, SCHLUNEGGER et al. 2007).

In diesen Erläuterungen wird neben den Formationsnamen die Parallelnomenklatur von BERGER et al. (2010) verwendet und die Begriffe UMM I, UMM II sowie UMM III für die untere, mittlere und obere UMM angegeben.

o₁₋₂ Hilfern-Formation (Hilfern-Schichten auct., UMM I, Rupélie)

Die Hilfern-Formation (Hilfern-Schichten, HALDEMANN et al. 1980) besteht aus einer Wechsellagerung von dezimeter- bis metermächtigem Sandstein und Mergel. Im Gebiet von Flühli setzt die Hilfern-Formation mit siltarmem Ostrakoden führendem Mergel ein (MATTER et al. 1980, DIEM 1986). Diese Sequenz entwickelt sich gegen das Dach hin in grobkörniger und dickbankiger werdende Turbiditsequenzen, welche schliesslich mit der konglomeratischen Flühli-Nagelfluh ihren Abschluss findet (DIEM 1986). Die Sedimentstrukturen in den Sandsteinbänken (normale Gradierung, Kreuz- und Schrägschichtung sowie zum Teil massige Schichtung) lassen den Schluss zu, dass die UMM I aus Resedimenten aufgebaut ist. Bei Flühli erreichen die Sandsteinbänke die grösste Mächtigkeit; dort treten auch Lagen mit matrixgestütztem Konglomerat auf (Flühli-Nagelfluh; submarine Schuttströme). Gegen Osten hin werden die Sandsteinbänke sukzessive feinkörniger und geringmächtiger.

Unter- und Obergrenze: Die Sequenz der Hilfern-Formation folgt auf eine tektonische Überschiebungsfläche, welche sich von Glashütten bei Flühli (Koord. 2644.2/1194.6) bis nach Chüemoos (Koord. 2648.1/1199.6) verfolgen lässt. In diesem Segment sind Ablagerungen der Hilfern-Formation in Bachprofilen aufgeschlossen. Der Übergang zum Grisigen-Mergel ist graduell. Die Grenze zwischen beiden Einheiten wird dort gezogen, wo die Sequenz vorwiegend aus Mergel aufgebaut wird und Siltstein mit Rippelschichtungen als zentimeterdünne Lagen auftritt (UMM II).

Ablagerungsbereich: DIEM (1986) interpretierte die Hilfern-Formation östlich von Flühli als Ablagerung auf einem Turbiditfächer. Dabei entsprechen die basalen, mergeligen Schichten den Sedimenten auf dem äusseren Fächer. Die darüberliegende dickbankiger und grobklastischer werdende Sequenz wird von DIEM (1986) als randlicher, nichtkanalisierter Anteil des mittleren Turbiditfächers ge-



Fig. 9: Skelett von *Clupea sardinites* (Länge 11 cm) aus der Hilfern-Formation bei Flühli-Steinibach (Koord. ca. 2645.00/1195.28/980 m). Fund H. Fröhlicher (1933), Original im Naturmuseum Luzern. Foto J. Jost, 2015.

deutet. Das matrixgestützte Konglomerat, welches bei Flühli im Dach der Sequenz aufgeschlossen ist, entspricht Ablagerungen verflüssigter kohäsiver Trübe-
ströme (DIEM 1986).

Fossilien und Paläoökologie: Die Hilfern-Formation wurde bisher paläontologisch nicht eingehend untersucht. Eine Ausnahme bildet die Fischfundstelle Flühli-Steinibach (Koord. ca. 2645.00/1195.28) von FRÖHLICHER (1933), der unter anderem ganze Skelette von Knochenfischen wie Heringe (Clupeidae) oder Makrelenartige (*Sarda*) fand; diese sind im Naturmuseum Luzern archiviert (Fig. 9). Die Funde sind allerdings seit der Publikation von FRÖHLICHER & WEILER (1952) nie revidiert worden. So ist es unsicher, ob aus heutiger Sicht alle Artbestimmungen zutreffen. Ein wichtiger Nachweis ist der Abdruck eines Reusenzahns des Riesenhaies *Cetorhinus* sp. Diese Haiart ist ein reiner Planktonfresser und dringt bei der Nahrungssuche auch in Buchten und Ästuare vor, doch bedingt ihr Vorkommen eine Verbindung zu einem offenen, nährstoffreichen Meer. Riesenhaie schwimmen Tausende von Kilometern pro Jahr, und ausgewachsene Tiere benötigen pro Tag bis 500 kg Zooplankton, das sie mit ihrem Reusenapparat aus dem Wasser filtern. Zusammen mit den nachgewiesenen Knochenfischarten ist, zumindest für diesen Abschnitt der Hilfern-Formation, von stenohalinen Verhältnissen auszugehen. Weitere Hinweise auf die paläoökologischen Rahmenbedingungen der UMMI lieferten Ostrakodenfunde, welche in GASSER (1968) beschrieben sind. Aufgrund dieser Fauna schloss GASSER (1968) auf marin-brackische Verhältnisse.

o_{2G} **Grisigen-Mergel** (UMM II, Rupélie)

Der Grisigen-Mergel besteht aus einer über 100 m mächtigen Abfolge aus Tonmergelschichten und eingelagerten zentimetermächtigen siltig-sandigen Bänken, welche Rippelschichtung aufweisen. Die Bänke nehmen gegen das Dach der UMM II an Mächtigkeit zu und werden grobkörniger. Es treten klassische Bouma-Turbidite auf (T_{A-E}), die im Gegensatz zu den Resedimenten der Hilfern-Formation vertikale Lebensspuren aufweisen (DIEM 1986).

Unter- und Obergrenze: Der Übergang von der Wechsellagerung aus metermächtigem Konglomerat und Mergel der Hilfern-Formation zur Mergelabfolge des Grisigen-Mergels erfolgt graduell innerhalb mehrerer Zehner von Metern. Die Untergrenze des Grisigen-Mergels wurde dort gezogen, wo die Abfolge vorwiegend aus Mergel besteht und Siltsteinbänke als zentimeterdünne Lagen auftreten. Der Übergang zum Horw-Sandstein (UMM III) ist durch das Auftreten der ersten dezimetermächtigen Fein- bis Mittelsandsteinbänke charakterisiert. Das Dach des Grisigen-Mergels bildet damit eine im Gelände markante, gut erkennbare Grenze.

Ablagerungsbereich: Die mergelige Ausbildung des Grisigen-Mergels impliziert Ablagerungen von Suspensionsfracht aus einer stehenden Wassersäule. Die UMM II wurde entsprechend unterhalb der Schönwetterwellenbasis, aber auch tiefer als die Sturmwellenbasis abgelagert. Diese lag zur Zeit der UMM in einer Wassertiefe von ca. 50 bis 75 m (DIEM 1986). Der Grisigen-Mergel kann somit als Prodelatasequenz im tieferen Wasser verstanden werden.

o_{2H} **Horw-Sandstein** (UMM III, Rupélie)

Der bis zu 25 m mächtige Horw-Sandstein besteht aus einer Wechsellagerung von Mergel und fein- bis mittelkörnigen, dezimetermächtigen Sandsteinbänken mit Beulen-(Hummocky-)Kreuzschichtung (Fig. 10) und Parallellamination an der Basis sowie aus mehreren ca. 2 m mächtigen, parallellaminierten Sandsteinbänken im Dach. Diese können über 5 m mächtige Amalgamationsabfolgen bilden. Der Horw-Sandstein bildet einen markanten Leithorizont und kann vom Genfersee bis Bayern in ähnlicher fazieller Ausbildung beobachtet werden (DIEM 1986).

Unter- und Obergrenze: Die Untergrenze des Horw-Sandsteins wird dort gezogen, wo die ersten dezimetermächtigen fein- bis mittelkörnigen Sandsteinbänke auftreten. Der Übergang zur USM vollzieht sich graduell und ist deshalb nicht einfach zu ziehen. In der Gegend von Schüpfheim setzen die terrestrischen Ablagerungen unmittelbar mit Konglomeratbänken ein. Weiter östlich und westlich folgt auf einen mehrere Meter mächtigen parallellaminierten Mittelsandstein (Horw-Sandstein) grauer bis dunkelgrauer massiger Mergel, welcher mit massigem und wellig-laminiertem Feinsandstein eine Wechsellagerung bildet (z.B. Steigle-



Fig. 10: Tempestit aus dem Horw-Sandstein. Über der flachwinkligen Hummocky-Kreuzschichtung folgen zopfartige Kreuzschichtungen von Wellenrippeln. Die Sequenz wird als Abfolge eines sich abflachenden Sturms interpretiert (DIEM 1986, SCHLUNEGGER et al. 2007).

Foto B. Keller.

bachprofil 5 km südwestlich von Escholzmatt, DIEM 1986). Dort wird diese Wechsellagerung schliesslich von gelbgrau-rötlich geflecktem Schlammstein überlagert (SCHLUNEGGER et al. 2007). Die Wechsellagerung aus welligem Feinsandstein und dunkelgrauem Mergel wurde vermutlich im Überflutungsbereich hinter der Küste (Rückstrand) gebildet. Funde limnischer und brackischer Ostrakoden stützen diese Interpretation (CARBONNEL et al. 1985, DIEM 1986). Diese oberste Sequenz gehört deshalb aus fazieller Sicht zur UMM. Aufgrund lithostratigraphischer Kriterien wird diese Rückstrandsequenz aber der USM zugeordnet, da der stratigraphische Bau und der Charakter der Wechsellagerung eher der Sequenz einer distalen USM-Abfolge entspricht. In der Tat ist es für den kartierenden Geologen nahezu unmöglich, Rückstrandsequenzen von Uferwallablagerungen zu unterscheiden, wenn die Aufschlussverhältnisse ungünstig sind. Für die lithostratigraphische Abgrenzung ist es daher einfacher und zweckmässiger, wenn der Charakter einer vertikalen sedimentären Sequenz als Kriterium für die Abgrenzung verwendet wird. Entsprechend wurde die Grenze zwischen Horw-Sandstein und USM unmittelbar im Dach der metermächtigen Sandsteinabfolge gezogen.

Ablagerungsbereich: Die Sequenz aus Sandsteinbänken mit Hummocky-Kreuzschichtung (Fig. 10) und Parallellamination an der Basis und mehrere Meter mächtigen parallellaminierten Sandsteinbänken im Dach wurde von DIEM (1986)

und SCHLUNEGGER et al. (2007) als regressive Abfolge einer wellendominierten Küste interpretiert. Dabei entsprechen die Sandsteinbänke mit Hummocky-Kreuzschichtung den Ablagerungen von Tempestiten in der Übergangszone zwischen Sturm- und Schönwetterwellenbasis (KELLER 1989). Die entsprechende Wassertiefe berechnet sich für das Beispiel von Figur 10 aus der Körnigkeit des Sedimentes (0,125 mm) und dem Abstand der Rippelkämme (60 mm) sowie der Anwendung der Wellentheorie (DIEM 1985, ALLEN & HOFFMAN 2005). Daraus kann eine Wellenperiode von ca. 2 bis 3 Sekunden abgeleitet werden. Die entsprechende Wellenlänge und -höhe war etwa 10 beziehungsweise 4–6 m. Damit wurde der Sandstein von Figur 10 in einer Wassertiefe zwischen 50 bis 75 m abgelagert (DIEM 1985).

Die darüber folgende Sequenz aus parallellaminierten sowie massigen und kreuzgeschichteten Sandsteinen wurde als Strandablagerung (Surf- und Schwappzone sowie Rippströmungen) gedeutet (DIEM 1986, SCHLUNEGGER et al. 2007).

Das Alter der UMM

Die Korrelationen der Schichten der Unteren Meeresmolasse basierten vorwiegend auf Mikrofossilien, darunter zum Teil auch auf Ostrakodenfunden. Letztere haben aber zu widersprüchlichen Interpretationen der Alterszuweisungen geführt, wie in DIEM (1986) erläutert. Verlässlichere Alter liessen sich insbesondere aus Globigerinenarten aus der UMM I beim Rüeggershübel östlich von Thun ableiten. So führten Funde von *Globigerina officinalis*, *Globigerina ouachitaensis*, *Globigerina praebulloides* und *Globigerina ciperoensis* zu einem früh- bis mitteloligozänen Alter für die UMM I (DIEM 1986) oder lassen eine Einstufung in die planktonische Foraminiferenzonen P18–P20 (nach BLOW 1969) zu. Damit entspricht das Alter dieser Fundstelle in etwa dem Alter der basalen UMM II im Bütlibach, Zentralschweiz. Dort lassen Foraminiferenfunde ebenfalls auf ein P18- bis P20-Alter schliessen (DIEM 1986). Am Spierberg am nördlichen Rand des Gebiets von Blatt 1189 Sörenberg führten Funde von Foraminiferen, Dinoflagellaten und Pollen zu einem frühen Oligozän-Alter für die UMM I. Die Einstufungen entsprechen den planktonischen Foraminiferenzonen P18–P19 (BLOW 1969) oder den Palynomorphenzonen 19 oder 20a (HOCHULI 1982). Das Alter der UMM III basiert ebenfalls auf Mikrofossilien, allerdings mit divergierenden Interpretationen der entsprechenden Funde. Diese sind in DIEM (1986) zusammengestellt und diskutiert. Ostrakodenfragmente treten in der gesamten UMM auf und führten zu keinen eindeutigen Alterszuweisungen (DIEM 1986).

Weiter nördlich am Fuss der Beichlen-Farneren-Schuppe wurde das Alter der UMM II und UMM III von SCHLUNEGGER et al. (1996) und MÄGERT (1998) mit Hilfe magnetostratigraphischer Methoden auf 31–30 Ma bestimmt. Dabei zeigte sich eine starke Heterochronität entlang des Alpenrandes, auf welche bereits DIEM (1986) hingewiesen hatte. KEMPFF & PROSS (2005) konnten diese Heterochronität

zwischen Napf und Allgäu nachweisen. Im Bereich, wo der Horw-Sandstein von Rückstrandsedimenten überlagert wird, ist das Dach der UMM 30 Ma alt (SCHLUNEGGER et al. 1996, 2007). Im Bereich von Schüpfheim, wo auf Küstensandsteine der UMM unmittelbar Konglomerate der USM folgen, vollzieht sich der Wechsel zur USM um 31 Ma (MÄGERT 1998). Die Resultate der magnetostratigraphischen Datierungen unterstützen damit die Gliederung von DIEM (1986), die weitgehend auf sedimentologischen und paläontologischen Argumenten beruht.

Untere Süsswassermolasse (USM)

Die Ablagerungen der USM dokumentieren die fortdauernde Abtragung der Alpen. In der subalpinen Molasse des Gebiets von Atlasblatt Schüpfheim können die Sequenzen der USM in zwei Schichtglieder unterteilt werden: Die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh und die Beichlen-Formation. Gesteine der Formation der Granitischen Molasse sind in einzelnen Schuppenpaketen (Triangelzone und Schangnau-Schuppe) aufgeschlossen.

o_{3B} Beichlen-Formation (USM I, Rupélieu-?Chattien)

Die Nomenklatur für die bis zu 1500 m mächtige Abfolge an der Beichle hat in der Literatur zu grosser Verwirrung geführt. So fasste FRÖHLICHER (1933) den «Sandstein mit Schiefermergel» zur Basiszone zusammen (UMM nach DIEM 1986), die darauffolgende Sequenz aus Konglomerat, Sandstein und Mergel bezeichnete er als «Bäuchlen-Nagelfluh». Beide Einheiten bilden nach der Nomenklatur von H. Fröhlicher die «Bäuchlenzone». GASSER (1968) trennte die feinklastische Abfolge an der Basis (UMM nach DIEM 1986) von der Wechsellagerung aus Konglomerat, Sandstein und Mergel ab und bezeichnete diese grobklastische Sequenz als «Beichlen-Nagelfluh». DIEM (1986) übernahm dieses Konzept aus sedimentologischen Gründen und zeigte, dass es sich beim Übergang von UMM zu USM an der Beichle um eine regressiv Sequenz handelt.

Die Bezeichnung Beichlen-Formation für die grobklastische Sequenz an der Beichle geht auf SCHLUNEGGER (1995) zurück; er definierte diese Einheit formell an einem Typus- und Referenzprofil entlang des Hilfere- und Steiglebachs bei Marbach.

Bei der Beichlen-Formation handelt es sich um eine Abfolge aus metermächtigen Konglomeratbänken sowie Sandstein und Schlammstein, wobei je nach Lokalität (z.B. entlang der Lammschlucht zwischen Flühli und Schüpfheim und an der Farnere) die mächtigen Konglomeratbänke das Aufschlussbild dominieren. Bei Marbach baut sich die Beichlen-Formation aus drei Konglomeratbänken auf. Weiter östlich gegen die Beichle hin werden die Bänke mächtiger und gröber und

erreichen ihre maximale Mächtigkeit von über 5 m pro Bank an der Farnere (Koord. 2645.9/1198.3), wo dazwischengelagerter Sand- und Schlammstein weitgehend fehlen. Die petrographische Zusammensetzung des Konglomerats ist durch Kieselkalkkomponenten und Dolomitgerölle charakterisiert. Der Anteil kristalliner Gerölle beträgt weniger als 10%. Im Sandstein treten die Schwerminerale Zirkon und Turmalin sehr häufig auf; Spinell ist mit einem Anteil von 5% immer vorhanden. Mikroskopische Analysen von Geröllen und Studien über die Herkunft der Schwerminerale implizieren, dass das Material weitgehend aus den penninischen Sedimentdecken und zum Teil auch aus Kristallindecken stammt (GASSER 1968).

Unter- und Obergrenze, Alter: Die Liegendgrenze der Beichlen-Formation bilden die Sedimentgesteine der UMM. Diese stratigraphische Beziehung konnte im ganzen Gebiet von Atlasblatt Schüpfheim kartiert werden. Als markante Grenzschicht eignet sich dazu der Horw-Sandstein (GASSER 1968, DIEM 1986). Auf die Komplikation zwischen fazieller und lithostratigraphischer Grenzziehung wurde weiter oben bereits eingegangen. Das Dach der Beichlen-Formation wird im Kartengebiet durch eine Überschiebungsfäche definiert. Die Einheit erreicht damit eine Mächtigkeit von bis zu 1500 m.

Magnetostratigraphische Datierungen entlang der Waldemme (Lamm-schlucht; Koord. 2643.9/1196.6) und des Steiglebachs bei Marbach ergaben, dass die Beichlen-Formation zwischen 31 und 28 Ma vor heute gebildet wurde (SCHLUN-EGGER et al. 1996, MÄGERT 1998).

Ablagerungsbereich: Sedimentologische Untersuchungen zeigen, dass die Sedimente der Beichlen-Formation auf einem Schuttfächer abgelagert wurden, dessen Schüttungsachse im Bereich der Farnere lag. Dort verdingerte sich offenbar der USM-Schuttfächer in Form eines Fan-Deltas mit dem UMM-Meer, worauf magnetostratigraphische Datierungen hinweisen (MÄGERT 1998). Gegen Westen und Osten hin werden Amalgamationen von Konglomeratbänken seltener und die Geröllgrößen kleiner; dazwischengeschalteter Schlamm- und Sandstein nehmen dagegen an Mächtigkeit zu. Damit bildet die Beichlen-Formation im Gebiet des Atlasblattes eine linsenförmige Geometrie, was die Interpretation als Schuttfächer-sedimente zusätzlich stützt.

Bei Schuttfächern stellt sich zudem die Frage, ob das Gefälle der Oberfläche abgeschätzt werden kann. Um diese Frage zu klären, können Beziehungen zwischen Geröllgrösse, Rinnen- und Wassertiefe untersucht und mit Kenntnissen hydrologischer Prozesse ausgewertet werden. Für die grossen Schuttfächer östlich von Thun ergaben solche Analysen ein Gefälle zwischen 0,3 und 1,7% (SCHLUN-EGGER & NORTON 2015). Diese Geometrie ist vergleichbar mit rezenten Schuttfächern am Südfuss des Himalayas.



Fig. 11: Fossile Tierspuren in der Beichlen-Formation (USM) im stillgelegten Steinbruch bei Heiligkreuz (Koord. 2646.49/1199.17). Foto S. Strasky, 2015.

Spurenfossilien: Die Beichlen-Formation weist interessante Funde von Spurenfossilien und von Pflanzenresten auf. So beschreibt HANTKE (1982) vom Beichle-Bergsturzabbriss unmittelbar unterhalb des Beichle-Gipfels eine reichhaltige Flora aus Blättern von Erlen und Weiden sowie Nadelpaaren von Nadelhölzern und anderen Pflanzen. Gemäss HANTKE (1982) deutet die Flora auf eine individuenreiche, aber sehr artenarme Pflanzenvergesellschaftung hin. Die Blätter könnten vermutlich in flachen, ufernahen Senken oder Altwasserläufen abgelagert worden sein. Spuren von Vogelfährten wurden in der Lammschlucht von DE CLERCQ & HOLST (1971) beschrieben und von WEIDMANN & REICHEL (1979) näher bestimmt. Dabei könnte es sich um Abdrücke eines Vertreters der Rallenfamilie (Rallidae) handeln (WEIDMANN & REICHEL 1979, DE PIETRI et al. 2013). Weitere sehr schön erhaltene Spurenfossilien finden sich in einem stillgelegten Steinbruch oberhalb von Heiligkreuz. Auf einer nach Südosten einfallenden Sandsteinschicht sind Spuren von Paarhufern sowie Pfotenabdrücke einer Raubkatze(?) gut erhalten (Fig. 11).

o_{3H} **Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (USM I, Rupélieu-Chatien)**

Die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh wurde bereits von KAUFMANN (1886, «Nagelfluhzone des Heubodens»), MOLLET (1921, «Kalknagelfluhzug Heuboden-Eschitannen») und RENZ (1937a, b) erwähnt. Eine detaillierte sedimentologische und sedimentpetrographische Analyse dieser lithostratigraphischen Einheit erfolgte aber erst durch GASSER (1968).

Bei der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh handelt es sich um eine Wechselagerung von metermächtigen Konglomeratbänken und gelbem, zum Teil rötlich geflecktem Schlammstein. Gegen das Dach der Sequenz werden die Konglomeratbänke mächtiger und gröber. Die gesamte Sequenz erreicht eine maximale Mächtigkeit von etwa 1500 m (GASSER 1968). Analysen der petrographischen Zusammensetzung des Konglomerats zeigen, dass Flyschgerölle den grössten Anteil des Geröllspektrums ausmachen (>50%). Diese wurden aus ultrahelvetischen und penninischen Decken bezogen, die damals den Alpenrand bildeten (z.B. Schlieren-Decke; KAUFMANN 1886, GASSER 1968). Die Schwermineralzusammensetzung des Sandsteins wird durch Spinell, Zirkon, Turmalin und Apatit dominiert. GASSER (1967) führte diese Zusammensetzung auf Abrasion nordpenninischer und ultrahelvetischer Flyschgerölle zurück.

Unter- und Obergrenze, Alter, Ablagerungsbereich: Sedimente der UMM stehen an der Basis der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh an. DIEM (1986) zeigte mittels detaillierter sedimentologischer Analysen, dass die basalen Schichten der Konglomerat-Mergel-Sequenz gleichzeitig mit den Schichten des Horw-Sandsteins weiter westlich (Marbach) und östlich (Horw bei Luzern) abgelagert wurden. Damit bildeten die Sedimente der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh ein Fan-Delta, das sich mit dem UMM-See verzahnte (s. auch Beichlen-Formation). Die Resultate geologischer Kartierungen und petrographische Untersuchungen von GASSER (1966, 1968) lassen den Schluss zu, dass die Sedimente der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh und der Beichlen-Formation eigenständigen Schüttungen zuzuordnen sind, die sich lateral nicht verzahnten. Das Dach der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh wird durch eine tektonische Überschiebungsfäche gebildet. Die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh ist bis heute nicht datiert, so dass das Bildungsalter dieser Sequenz nicht weiter präzisiert werden kann.

HORNBÜEL-SCHUPPENZONE

o₂₋₃ **Tektonisches Melange aus Horw-Sandstein sowie Mergel, Sandstein und Konglomerat der Unteren Süsswassermolasse**

Die Hornbüel-Schuppenzone besteht aus Schürflingen der USM I und der UMM und kann an der Basis sowohl der Beichlen-Farneren-Schuppe im Nordwesten als auch der Hilfern-Schuppe im Nordosten beobachtet werden. Aufgrund

schlechter Aufschlussverhältnisse kann das Interngefüge des Melanges nicht weiter beschrieben werden.

SCHANGNAU-SCHUPPE

m_{1S} Formation der Granitischen Molasse (USM II, Aquitanien)

Die Schangnau-Schuppe besteht im Kartengebiet aus einer Amalgamationsabfolge von grobkörnigem arkoseähnlichem Sandstein, welcher der Formation der Granitischen Molasse zugeordnet wird. Zwischengelagerter gelbbraun-rötlich gefleckter Sandstein ist sehr häufig anzutreffen. Im Schwermineralspektrum dominiert Apatit. Der Sandstein der Schangnau-Schuppe ist gröber und besser zementiert als die klastische Sequenz der gleichaltrigen Triangelzone. So treten die Sedimentgesteine der Schangnau-Schuppe auch als relative Härtlinge zutage und können so von den Abfolgen der Triangelzone unterschieden werden. Allerdings ist diese Differenzierung mit grossen Unsicherheiten verbunden. Die Alterszuweisung dieser Sedimentabfolge ist für den Bereich des Kartengebiets nicht weiter geklärt. Allerdings ist im südwestlich angrenzenden Atlasblatt 75 Eggwil eine entsprechende Abfolge der Säugetierzone MP28 zugeordnet worden (JORDI 2012), was dort auf ein spätes Chattien-Alter für die Formation der Granitischen Molasse hindeutet.

TRIANGELZONE

m_{1T} Formation der Granitischen Molasse (USM II, Aquitanien)

Die Sedimentgesteine der Triangelzone bestehen im Gebiet von Atlasblatt Schöpfheim aus einer Abfolge von arkoseähnlichem Sandstein sowie dazwischengelagertem weinrot-gelbbraun gefärbtem Schlamm- und Siltstein. Diese Schichtsequenzen werden im Gelände aus lithofaziellen und petrographischen Gründen der Formation der Granitischen Molasse (USM II) zugeordnet. Im Schwermineralspektrum dominiert der Apatit. Der Sandstein der Triangelzone kann zum Teil in zwei Schuppenpakete gegliedert werden (GASSER 1966). Im Gegensatz zu den Sedimentgesteinen der USM II der mittelländischen Molasse werden die Schichtsequenzen der Triangelzone gegen Südosten hin jünger.

UNTERHELVETIKUM

(Infrahelvetikum auct.)

SUBALPINE FLYSCH-ZONE

f_{SH} **Südhelvetischer Flysch** (?Spätes Eozän)

o_{3H} *Schürfling aus Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh*

Südhelvetischer Flysch umfasst eine stark verfalltete und zerscherte Sequenz aus tonigem Mergel und Sandstein. Der Sandstein ist fein- bis mittelkörnig und zeigt einen muscheligen Bruch mit öligem Glanz. Als Sedimentstrukturen kommen gradierte Intervalle, Parallellamination und Rippelkreuzschichtung vor. Einige Sandsteinbänke sind stark bioturbiert. Das Alter dürfte dem Späten Eozän entsprechen. Diese Alterszuweisung ist allerdings nicht gesichert (FUNK et al. 2013). Südhelvetischer Flysch wurde vermutlich durch Trübeströme im Vorfeld der Subduktionszone zwischen europäischer und adriatischer Platte abgelagert. Begrenzungen im Liegenden und Hangenden sind durch Überschiebungsflächen gegeben.

Am Fuss des Risetenstocks werden zudem konglomeratische Schürflinge aus Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (USM) beobachtet. Es ist deshalb davon auszugehen, dass während der Überschiebung zusätzlich USM-Pakete tektonisch eingeschuppt wurden.

OBERHELVETIKUM

(Helvetische Decken auct.)

DRUSBERG-DECKE

Die Sedimentgesteine des Oberhelvetikums erstrecken sich als Randkette in verschiedenen Decken entlang des Alpenrandes quer durch die Schweiz. Die Schafmatt-Schimberig-Risetenstock-Kette gehört dabei zur Drusberg-Decke. Im Kartengebiet besteht die oberhelvetische Sedimentsequenz aus Mergeln und Kalen, welche in der Frühen Kreide auf dem passiven Kontinentalrand der nordeuropäischen Platte abgelagert wurde (Fig. 12). Darüber folgen, nach einem mehrere Millionen Jahre umfassenden Hiatus, die Sedimente des Paläogens, welche während des Eozäns im Zusammenhang mit der alpinen Orogenese und der flexurellen Wölbung der nordeuropäischen Platte abgelagert wurden.

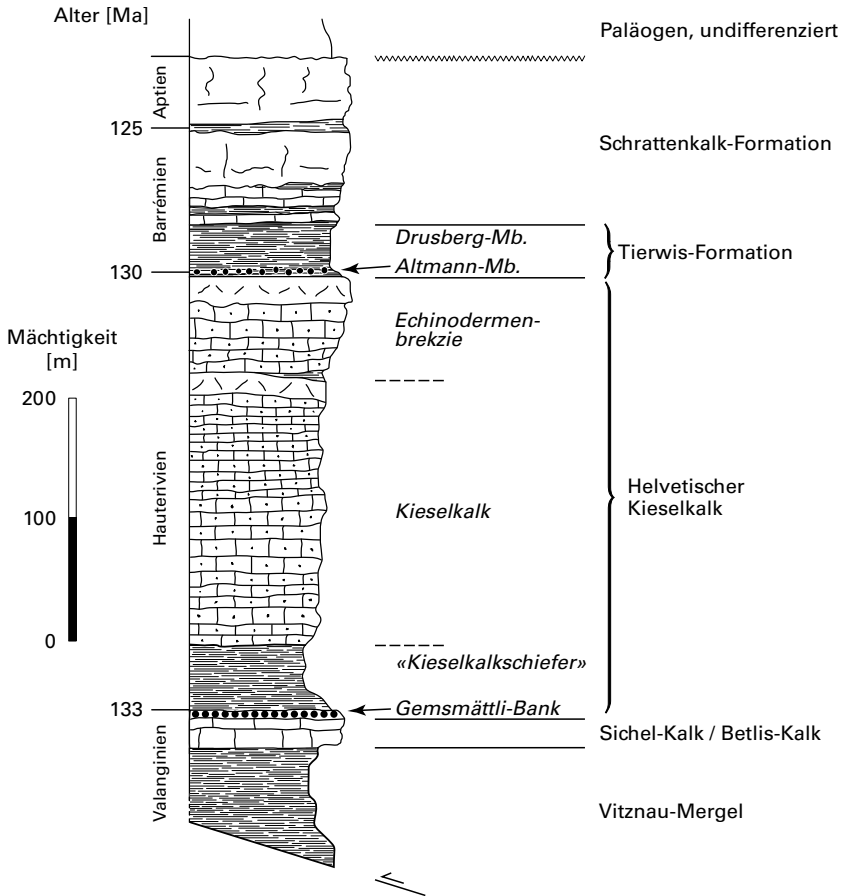


Fig. 12: Stratigraphie der Kreidesequenz des Oberhelvetikums.

Die oberhelvetische Schichtreihe des Entlebuch wurde in den letzten Jahrzehnten durch zahlreiche Diplom- und Dissertationsarbeiten eingehend untersucht (BIERI 1974, RÜTTIMANN 1977, ISCHI 1978, LEVI 2001). Aus diesen Arbeiten stammen auch die wesentlichen sedimentologischen und stratigraphischen Informationen, die in der Folge zusammengestellt sind.

Kreide

Frühe Kreide

c₁ **Öhrli-Formation** (Berriasien)

An der Basis der Risetenegg (Koord. 2654.63/1202.00) kommt eine ca. 15 m mächtige Sequenz vor, die aus dunkelgrauem schiefrigem Mergel und Tonstein sowie eingeschaltetem Biomikrit, Intramikrit und Biosparit besteht. Der sparitische Kalk enthält z.T. normal gradierte Lagen und zeigt Schräg- und Kreuzschichtung.

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

Beim Vitznau-Mergel (BURGER & STRASSER 1981; «Valanginien-Mergel» nach MOLLET 1921) handelt es sich um eine ca. 50 m mächtige Wechsellagerung von einem mehrere Dezimeter mächtigen Mergel mit dezimeterdickem mergeligem Biomikrit und Biopelmikrit. Die Kalkbänke zeigen manchmal Gradierung, Schräg-schichtung und Rippelkreuzschichtung (ISCHI 1978).

Unter- und Obergrenze, Alter: Die Untergrenze des Vitznau-Mergels wird im Kartengebiet durch die Überschiebungsfläche der helvetischen Randkette gebildet. Im Liegenden steht die Sandstein-Mergel-Wechsellagerung der subalpinen Flysch-Zone an. Der tektonische Kontakt ist scharf und liegt im Kartengebiet ohne Schürflinge oder Olistholithe vor; ein tektonisches Melange fehlt weitgehend. Eine Ausnahme bildet ein Schürfling aus Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (USM) am Fuss des Risetenstocks.

Der Vitznau-Mergel unterscheidet sich vom Mergel der subalpinen Flysch-Zone durch die hellere Farbe; der Sandstein der Flyschsequenz ist meistens kieselig und enthält feinstkörnige Glimmerplättchen, welche im mergeligen Biomikrit des Vitznau-Mergels weitgehend fehlen. Im Gebiet der Schafmatt wird die Obergrenze durch den mehrere Meter mächtigen Oosparit und Biosparit sowie den Mikrit des Betlis-Kalks oder Sichel-Kalks gebildet. Das Alter des Vitznau-Mergels wurde mit Ammoniten und Calpionellen dem späteren Valanginien (und evtl. mittleren Berriasien) zugeordnet (ISCHI 1978).

Ablagerungsbereich: Als Ablagerungsbereich kommt der offenmarine distale Schelf in Frage. Als Schlüsselindikatoren dienen die Wechsellagerung von mergeligem Kalk und Mergel sowie Rippelkreuzschichtung und Gradierung in den Kalkbänken, welche auf episodische, distale Trübeströme hinweisen. Es fehlen zudem sedimentäre Strukturen, die sich während abklingender Stürme bilden (Hummocky-Kreuzschichtung). Damit lag der Ablagerungsbereich unterhalb der Sturmwellenbasis.

c_{2B} Betlis-Kalk (Valanginien)

c_{2S} Sichel-Kalk (Valanginien)

Im Gebiet von Atlasblatt Schüpfheim bilden der Sichel-Kalk und der Betlis-Kalk einen gemeinsamen lithostratigraphischen Verband und lösen sich lateral kontinuierlich ab. Zusammen bilden sie eine 15 bis 25 m mächtige Sequenz von bis zu 1,5 m dickem Biopelsparit (Fazies des Betlis-Kalks) und Echinodermen-Biopelmikrit (Fazies des Sichel-Kalks). Die Anwitterungsfarbe ist meistens gelblich bis bräunlich; im frischen Bruch sind der sparitische und mikritische Kalk graubraun. Gegen Westen und zum Hangenden hin wird der sparitische Kalk sukzessive durch im Bruch dunkelgrauen Spongienbiomikrit abgelöst (Sichel-Kalk, ISCHI 1978). Im Gebiet von Atlasblatt Schüpfheim wurde die Grenze zwischen Sichel-Kalk und Betlis-Kalk an der Querstörung bei der Loegg (Koord. 2650.5/1197.9) gezogen. Westlich der Loegg wurde Sichel-Kalk, östlich der Loegg Betlis-Kalk kartiert.

Unter- und Obergrenze, Alter: Die Untergrenze ist durch eine Geländestufe deutlich erkennbar. Der Basalkontakt kann also durch eine relativ scharfe Fläche identifiziert werden. Die Grenze im Dach bildet ein Kondensationshorizont, bestehend aus mikritischem oder sparitischem Kalk mit Phosphoritknollen und Glaukonit. Dieser Kondensationshorizont wird als Gemsmättli-Bank bezeichnet («Gemsmättlischicht» bei BUXTORF 1924), fällt im Gelände durch die dunkelgraubraune Farbe auf und bildet die Basis des Helvetischen Kieselkalks. Das Alter des Betlis- und Sichel-Kalks entspricht dem Valanginien.

Ablagerungsbereich: Die Sedimentstrukturen und Textur des Betlis-Kalks (sparitische Karbonate, Schräg- und Kreuzschichtung) lassen auf einen flachmarinen Bereich unter dem Einfluss von Wellengang oder Gezeitenströmungen schliessen. Der fazielle Wechsel gegen Westen und das Hangende hin mit zusätzlichen Einschaltungen von kieseligem Mikrit (Fazies des Sichel-Kalks) impliziert ein sukzessiv tieferes Ablagerungsmilieu vermutlich im Bereich zwischen Schönwetter- und Sturmwellenbasis oder sogar unterhalb der Sturmwellenbasis.

c₂₋₃ Helvetischer Kieselkalk (Valanginien-Hauterivien)

Der Helvetische Kieselkalk wird im Kartengebiet als ca. 200 bis 300 m mächtige Sequenz aus fein- bis grobspätigem, leicht kieseligem Mikrit sowie Kalkmergel beschrieben (FUNK 1969, 1971). Zum Teil tritt Bioklasten führender siltiger bis feinsandiger Mikrit auf. Glaukonit und Pyrit sind beinahe immer vorhanden. Auffallend ist eine Abfolge aus sparitischem Kalk im Dach der Einheit, die ausserordentlich viele Fossilienrümmer enthält (Echinodermenbrekzie der früheren Autoren). Das Alter des Helvetischen Kieselkalks umfasst die Zeitspanne zwischen Valanginien und Hauterivien. Dieser Altersbereich basiert auf Datierungen des

Fossilinhalts insbesondere der Gemsmättli-Bank an der Basis sowie des Altmann-Members im Hangenden. Im Gebiet von Atlasblatt Schüpfheim wird der Helvetische Kieselkalk aufgrund lithostratigraphischer Kriterien in die basale Gemsmättli-Bank, den Kieselkalk und die Echinodermenbrekzie gegliedert.

Gemsmättli-Bank

Bei der Gemsmättli-Bank («Gemsmättlischicht» nach BUXTORF 1924) handelt es sich um einen ca. 2 m mächtigen Hartgrund mit Phosphoritbildungen, einer Fossilschicht und einem glaukonitischen Mittelsandstein bis mittelsandigen Mikrit. Das Alter entspricht dem späten Valanginien bis frühen Hauterivien und wurde mit Hilfe von Ammoniten an der Typuslokalität beim Pilatus festgelegt (RENZ 1974). Basierend auf den faziellen Eigenschaften der Gemsmättli-Bank kann diese Einheit als Kondensationshorizont interpretiert werden, welcher im Zusammenhang mit einem maximalen Anstieg des eustatischen (oder auch relativen) Meeresspiegels gebildet wurde. Weitere Fossilien umfassen Seeigelfragmente, Belemnitenrostren und Brachiopoden (HEIM & BAUMBERGER 1933).

Kieselkalk

An der Basis des Kieselkalks steht der «Kieselkalkschiefer», eine ca. 20 m mächtige Sequenz, die aus zentimeterdickem splittrigem kieseligem Mikrit und mergelig-kieseligen Zwischenfugen aufgebaut ist. Die Dicke der Mikritbänke nimmt gegen das Dach hin zu. Darüber folgt eine ungefähr 250 m mächtige Abfolge aus dezimetermächtigen kieseligen siltig-sandigen bioturbirten Mikritbänken im Wechsel mit mergelreicheren, wenig bioturbirten Lagen. Im verwitterten Zustand erscheint diese Sequenz bräunlich-schwarz bis gelblich, im frischen Bruch ist der Mikrit dunkelgrau. Glaukonit, Belemniten und Spongiennadeln werden häufig beobachtet. Das Lidernen-Member, ein dunkelgrau-schwarzer Mikrit mit zahlreichen Rostren von Belemniten und Eisenooïden, teilt diese Abfolge zusätzlich in eine untere und obere Sequenz. Aufschlüsse des Lidernen-Members finden sich an der Südflanke des Schimberigs und auf der Nordseite der Risetenstock-Schimberig-Schafmatt-Kette. Die Aufschlüsse sind aber nur schwer zugänglich und eine Begehung gefährlich, so dass auf eine Kartierung des Lidernen-Members verzichtet wurde.

Echinodermenbrekzie

Die Echinodermenbrekzie ist eine etwa 20 m mächtige Abfolge aus spätem Biomikrit und Biosparit, welche als mehrere Dezimeter dicke Bänke auftreten. Aus der Ferne ist diese Einheit als massig wirkendes, dunkelgraues Band deutlich erkennbar. Die Grenze zum liegenden Kieselkalk wird dort gezogen, wo der spätere Mikrit mehrer Dezimeter mächtig wird. Das Dach ist durch die Schichten des glaukonit- und phosphorhaltigen Altmann-Members gegeben.

Ablagerungsbereich des Helvetischen Kieselkalks: Die mikritisch-kieselige Ausbildung des Helvetischen Kieselkalks lässt auf offenmarine Bedingungen unterhalb der Wellenbasis schliessen. Das erste Auftreten von sparitischem Kalk im Dach der Echinodermenbrekzie deutet auf Umlagerung durch bewegtes Wasser vermutlich im Bereich der Wellenbasis (evtl. Sturmwellenbasis) hin. Der Helvetische Kieselkalk kann deshalb als Abfolge gedeutet werden, welche gegen das Dach hin allmählich flacher wurde (Shallowing-Upward-Sequenz).

c₄ Tierwis-Formation (Hauterivien – Barrémien)

Altmann-Member

Drusberg-Member

Die Tierwis-Formation umfasst das Altmann- und das Drusberg-Member (FÖLLMI et al. 2007) und besteht aus einer ca. 30–40 m mächtigen Sequenz von knolligen, gelblich anwitterndem mikritischem Kalk, der mit dezimeter- bis metermächtigem Mergel eine Wechsellagerung bildet. Es werden in regelmässigen Abständen Lagen mit verwitterten Pyritknollen und Glaukonitkörnern angetroffen. Die Basis der Tierwis-Formation wird durch das Altmann-Member gebildet, ein ca. 1 m mächtiger Biomikrit mit Phosphoritknollen und Glaukonitkörnern. Diese Einheit wird mit einem Hartgrund mit Nautiliden, Ammoniten und Belemnitenrostron abgeschlossen (KAUFMANN 1867, WANNER 1987). Das Member wurde von KAUFMANN (1867) als «Altmann-Schichten» eingeführt. Im Dach der Tierwis-Formation liegt das Drusberg-Member, das von MAYER-EYMAR (1867) als «Couches du Drusberg» beschrieben wurde. Dabei handelt es sich um eine Sequenz aus beige-grauem bioturbiertem Mergel, welcher ein knolliges Gefüge aufweisen kann. Gegen das Dach hin werden biomikritische und biointrasparitische Bänke häufiger und mächtiger und leiten allmählich zur Schrattenkalk-Formation über. Der Kontakt im Dach wird dort gelegt, wo die kalkigen Bänke der Schrattenkalk-Formation die Sedimentsequenz zu dominieren beginnen (Fig. 12).

Alter, Ablagerungsbereich: Ammonitenfunde im Altmann-Member weisen auf ein Barremien-Alter hin. Als Ablagerungsbereich kommt der offenmarine Raum unterhalb der Sturmwellenbasis in Frage. Die zunehmend mächtiger werdenden Biomikrit- und Biosparitbänke lassen auf höhere Energie im Bereich der Sturmwellenbasis schliessen. Der Transport der Karbonatpartikel erfolgte vermutlich durch Trübeströme, welche durch Stürme ausgelöst wurden.

c₄₋₅ Schrattenkalk-Formation (Barrémien – Aptien)

Die Schrattenkalk-Formation («Schrattenkalk» nach STUDER 1834, benannt nach der Schratteflue im Entlebuch) ist eine etwa 120 m mächtige Sequenz aus biomikritischem und biosparitischem Kalk. Die Karbonate der Schrattenkalk-For-

mation enthalten eine reiche Fauna aus Rudisten, Korallen, Gastropoden sowie viele benthonische und zum Teil auch planktonische Organismen. Mergelzwischenfugen werden ebenfalls beobachtet. Ein interessantes, einige Meter mächtiges Schichtglied ist das Rawil-Member (SCHENK 1992; ehemals «Untere Orbitolinenschichten»). Dabei handelt es sich um bräunlichen, oft siltreichen Mergelkalk und Mergel mit zum Teil kohligem Einschlüssen. Charakteristische Fossilien sind Orbitolinen, Seeigel und Brachiopoden.

Unter- und Obergrenze: Die Basis der Schrattenkalk-Formation wird dort gezogen, wo Mikrit- und Sparitbänke die vertikale Sequenz zu dominieren beginnen. Damit lassen sich das Drusberg-Member und die Schrattenkalk-Formation trotz gradueller Übergänge relativ gut voneinander abgrenzen. Das Dach der Schrattenkalk-Formation ist im Gebiet von Atlasblatt Schüpfheim erosiv gekappt. Darüber folgt die sedimentäre Sequenz des Paläogens.

Alter, Ablagerungsbereich: Das Alter der Schrattenkalk-Formation entspricht dem späten Barrémien–frühen Aptien (s. Alterszusammenstellung in FUNK et al. 2013). Als Ablagerungsraum kommen lagunäre Bereiche sowie Gezeitenbänke einer Karbonatrampe in Frage. Die basalen, mikritischen Sequenzen wurden vermutlich auf dem distaleren Bereich dieser Rampe gebildet (SCHENK 1992).

Paläogen

Auf einen Hiatus von mehreren Millionen Jahren folgt die Sequenz des Paläogens, welche bereits als Vorlandbeckensequenz gedeutet werden kann (PFIFFNER 1986, SINCLAIR & ALLEN 1992). Diese Erosionsdiskordanz wurde vermutlich als Folge der flexurellen Aufwölbung gebildet, die sich im distalen Bereich einer nach unten gebogenen elastischen Platte ergibt. In der Tat implizieren geodynamische Modelle, dass eine durch orogene Last gebogene Platte eine flache Aufwölbung oder einen Bulge in der Peripherie erfährt (DECELLES & GILES 1996). Bewegt sich nun diese orogene Last gegen die Vorlandplatte hin (im Falle der Alpen die europäische Platte), dann verschiebt sich die Aufwölbung in distalere Bereiche, und das zuvor aufgewölbte und gehobene Krustensegment erfährt eine Absenkung (Fig. 13). Die sedimentäre Abfolge zeigt dann in der Regel eine nach oben hin tiefer werdende (Deepening-Upward-)Sequenz. Sie widerspiegelt damit die kontinuierliche Subsidenz der Vorlandplatte (LIHOU 1995, LIHOU & ALLEN 1996, PFIFFNER 2014) als Folge des vorrückenden Orogens. In der Literatur ist diese Sequenz als «Trinity» charakterisiert und beschrieben worden. Gemäss CRAMPTON & ALLEN (1995) und SINCLAIR (1997) liegt sie diskordant auf den oberhelvetischen Sedimenten der Vorlandplatte und besteht aus:

- küstennahen Sedimenten an der Basis (Mikrite, Quarzsandsteine; Ablagerung am Rand der Aufwölbung, Fig. 13);

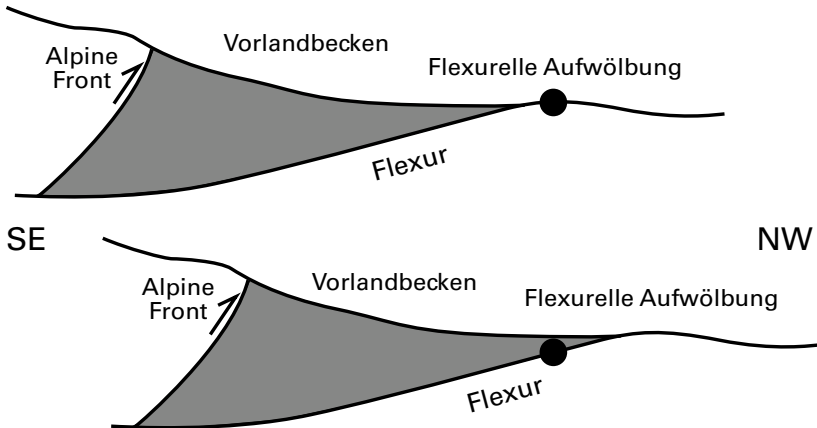


Fig. 13: Stratigraphie am Beckenrand als Folge des Vorrückens der Alpen. Auf eine erste Phase der Hebung (flexurelle Aufwölbung, LIHOU & ALLEN 1996) folgt ein sukzessives Absenken und damit eine stratigraphische Sequenz von flach- zu tiefmarin. Dieser Wechsel ist in der Abfolge von der Klimeshorn- zur Stad-Formation aufgezeichnet.

- offenmarinem Mergel (Ablagerung in der Vorlandsenke);
- Turbiditen im Dach (Ablagerung in der Vorlandsenke in unmittelbarer Nähe zum Orogen).

Im Gebiet von Atlasblatt Schöpfheim ist die paläogene Sequenz durch die flachmarinen Klimeshorn-, Wildstrubel- und Niederhorn-Formationen sowie die tiefmarine Stad-Formation aufgezeichnet. Allerdings fehlt die abschliessende Turbiditsequenz der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe. Diese Einheiten werden in der Folge beschrieben.

Eozän

e₄₋₅ Klimeshorn-Formation (Lutétien–Bartonien)

Fräkmünt-Member, Fruttli-Member

Die Klimeshorn-Formation wurde seit der erstmaligen Beschreibung von KAUFMANN (1867) intensiv untersucht (u.a. HEIM 1908, SCHUMACHER 1948, R. Herb in BAYER et al. 1983) und von MENKVELD-GFELLER (1997) formell charakterisiert.

Im Kartengebiet besteht die Klimeshorn-Formation aus einer ca. 15 m mächtigen Sequenz aus dezimeter- und meterdicken Quarzsandsteinbänken (Fräkmünt-

Member) an der Basis und einer ungefähr 10 m mächtigen Abfolge aus Biomikrit im Dach (Fruttli-Member). Die beiden Member wurden auf der Karte nicht ausgeschieden. Das Band-Member, welches zwischen dem Fräkmünt- und dem Fruttli-Member liegt, konnte im Gebiet von Atlasblatt Schüpffheim nicht nachgewiesen werden. Der Quarzsandstein ist mittel- bis grobkörnig, kreuzgeschichtet und gelegentlich parallellaminirt. Der Biomikrit enthält Nummuliten und im oberen Teil Discocyclinen in hohen Konzentrationen. Die Mächtigkeiten beider Einheiten wechseln entlang des Streichens, so dass an einigen Stellen der Mikrit direkt über der unterlagernden Schrattenkalk-Formation liegt. Die Basis ist im Kartengebiet deutlich zu erkennen. Der Übergang zur Wildstrubel-Formation im Dach hingegen ist graduell.

Alter, Ablagerungsbereich: Das Alter der Klinsenhorn-Formation basiert auf Datierungen mit Nummuliten und entspricht dem Zeitintervall zwischen dem späten Lutétien und dem frühen Bartonien (HERB 1988, MENKVELD-GFELLER 1994). Als Ablagerungsmilieu kommt der flachmarine Raum im Bereich der Schönwetterwellenbasis und der Übergangszone in Frage. Nach MENKVELD-GFELLER (1997) entspricht das Fräkmünt-Member den Sedimenten des Vorstrandes und das Fruttli-Member den Ablagerungen des äusseren Schelfs und der Übergangszone.

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

Die Wildstrubel-Formation (MENKVELD-GFELLER 1994) umfasst das Külibad-Member («Glaukonitschichten von Külibad» nach MOLLET 1916), das Tierberg-Member («Hohgant-Schiefer» nach BIERI 1978) und das Schimberg-Member (FUNK et al. 2013). Aufgrund ihrer geringen Mächtigkeiten wurden das Külibad- und das Tierberg-Member im Kartengebiet nicht ausgeschieden.

Starke laterale Fazies- und Mächtigkeitsänderungen charakterisieren die Wildstrubel-Formation im Gebiet von Atlasblatt Schüpffheim, insbesondere auf der Südseite des Schimberigs. Westlich der Loegg bildet die Wildstrubel-Formation eine ca. 15 m mächtige Sequenz aus dunkelgrau anwitterndem Mergel mit eingeschalteten zentimeter- bis dezimetermächtigen Sandsteinbänken. Der Sandstein und der Mergel sind stark bioturbirt und enthalten Glaukonit sowie pelagische Foraminiferen. Westlich der Loegg wird die Wildstrubel-Formation vom Hohgant-Sandstein der Niederhorn-Formation überlagert.

Östlich der Loegg steigt die Mächtigkeit der Wildstrubel-Formation auf über 50 m an. Die basalen Schichten bestehen aus dunkelgrau anwitterndem Mergel; sie sind damit identisch ausgebildet wie die Sequenz westlich der Loegg. Gegen das Dach hin werden eingeschaltete dezimetermächtige, intensiv bioturbirte mergelreiche Quarzsandsteinbänke häufig. Diese werden sukzessive vom Mergel der Stad-Formation abgelöst.

Der laterale Wechsel in der faziellen Ausbildung ist auf synsedimentäre Tektonik zurückzuführen (s.S. 84).

e_{5S} *Schimberg-Member*

Das Schimberg-Member («Schimberg-Schiefer» nach MOLLET 1921) besteht aus einer Abfolge von sandigem Mergel, Quarzsandstein sowie eingebetteten Konglomeratschnüren mit Sandstein- und Kalkgeröllen. Fehlen diese grobkörnigen Einschaltungen, ist das Schimberg-Member nur schwer vom Tierberg-Member zu unterscheiden (FUNK et al. 2013). An der Südflanke des Schimberigs verzahnen sich seitlich das Schimberg-Member mit dem Hohgant-Sandstein und der Stad-Formation.

Alter und Ablagerungsbereich der Wildstrubel-Formation: Das Alter der Wildstrubel-Formation wird indirekt hergeleitet und basiert auf Datierungen mit Nummuliten in der liegenden Klismenhorn-Formation und planktonischen Foraminiferen in der überlagernden Stad-Formation. Die Fossilien erlauben eine Alters-einstufung zwischen Bartonien und Priabonien. Zudem verweisen FUNK et al. (2013) auf gut erhaltene Nummuliten der *complanata*-Gruppe sowie auf die Arbeit von GRAF (1984), welcher im «Pectiniden-Schiefer» Dinoflagellaten beschrieb und sie dem Mittleren bis Späten Eozän zuwies.

Die Sedimente der Wildstrubel-Formation wurden im Bereich zwischen Schönwetter- und Sturmwellenbasis abgelagert. Hinweise auf dieses Ablagerungsmilieu bilden Mergel (Ablagerung während energiearmer Verhältnisse) und Sandsteinbänke sowie pelagische Foraminiferen.

Niederhorn-Formation

e₅₋₆ Hohgant-Sandstein (Bartonien – Priabonien)

Im Gebiet von Atlasblatt Schüpfheim ist die Niederhorn-Formation (FUNK et al. 2013) durch den Hohgant-Sandstein («Sandstein am Hohgant» nach STUDER 1834, MOLLET 1921) vertreten, einer ca. 50 m mächtigen Sequenz aus parallellaminiertem und kreuzgeschichtetem Quarzsandstein. Auf der Südseite des Schimberigs wird der Hohgant-Sandstein von den Sedimenten des Schimberg-Members und vom Mergel der Stad-Formation seitlich abgelöst.

Alter, Ablagerungsbereich: Das Alter des Hohgant-Sandsteins wurde mit Nummuliten bestimmt und entspricht dem Bartonien bis Priabonien (HERB 1988, MENKVELD-GFELLER 1994). Der Hohgant-Sandstein wurde an einer Küste im Einflussbereich des Wellengangs abgelagert. Starke laterale Fazies- und Mächtigkeitsänderungen werden auf synsedimentäre Bewegungen des Untergrundes zurückgeführt (MENKVELD-GFELLER 1995). Dabei handelt es sich insbesondere um Abschiebungen entlang der Rawil-Hohgant-Bruchzone, welche ebenfalls die starken lateralen Wechsel südlich des Schimberigs und im Gebiet rund um den Pilatus (FUNK et al. 2013) erklären könnten.

e₆ Stad-Formation (Priabonien)

In Analogie zum Hohgant-Sandstein und zur Wildstrubel-Formation zeigen die Sedimente der Stad-Formation starke laterale Wechsel auf der Südseite des Schimberigs. Westlich der Loegg besteht die Stad-Formation aus einer Wechsellaagerung von Mergel und dezimetermächtigen Quarzsandsteinbänken, die sukzessive in eine reine Mergelsequenz übergeht. Östlich der Loegg beginnt die Stad-Formation mit komponenten- und matrixgestützten Konglomeratlagen, die eine Wechsellaagerung mit siltigem Mergel bilden. Synsedimentär gebildete Sackungsmassen (Slumps) werden häufig beobachtet. Weiter östlich wird das Konglomerat sukzessive gröber. Dort sind kubikmetergrosse Blöcke (Olistholithe), bestehend aus Kreidesedimenten sowie Fragmenten der Klimsenhorn- und Niederhorn-Formation, in siltigem Mergel eingebettet. Gegen das Hangende gehen diese Olistholithe sukzessive in eine Mergelabfolge über.

Die Stad-Formation ist ca. 50 m mächtig und wird von der Basisüberschiebung der Schlieren-Decke (westlich vom Säunäscht) beziehungsweise durch die Überschiebung des Habkern-Melanges (östlich vom Säunäscht) abgeschnitten. Der Mergel der Stad-Formation ist deutlich heller gefärbt als jener in der basalen Schlieren-Decke oder dem Habkern-Melange, so dass er sich relativ einfach von den andern Mergeltypen abgrenzen lässt.

Alter, Ablagerungsbereich: Die Mergelsequenz der Stad-Formation hat im Verlaufe der Zeit unterschiedliche Einteilungen und Kategorisierungen erfahren. Diese sind in FUNK et al. (2013) zusammengestellt. Die Stad-Formation wurde mittels Foraminiferen datiert (BOLLI 1951, ECKERT 1963, HERB 1988). Sie umfasst, je nach paläogeografischer Lage, die Zeit zwischen Lutétien und Priabonien. Im Gebiet von Atlasblatt Schüpflheim wurde ein Alter des frühen Priaboniens bestimmt (HERB 1988, MENKVELD-GFELLER 1994).

Die Sedimente der Stad-Formation wurden im offenermarinen Bereich vermutlich unterhalb der Sturmwellenbasis abgelagert. Die eingeschalteten Sandsteinbänke dürften damit durch Trübestrome von der Küste ins Meer verfrachtet worden sein. Die zum Teil hausgrossen Blöcke östlich der Loegg entsprechen Ablagerungen durch submarine Massenbewegungen. Der Wechsel in der faziellen Ausbildung auf der Südseite des Schimberigs wird auf ein submarines Relief zurückgeführt, welches vermutlich durch eine synsedimentäre Bruchbildung geschaffen wurde. Eine entsprechende Bruchzone wurde an der Südflanke des Schimberigs kartiert. Möglicherweise hat die Abschiebung entlang der Bruchzone während der Sedimentation der Wildstrubel-Formation eingesetzt. Damit ist es nicht überraschend, dass Ablagerungen der Wildstrubel-, Niederhorn- und Stad-Formation (inkl. Schimberg-Member) in komplexer lateraler und vertikaler Beziehung zueinander stehen.

ULTRAHELVETIKUM

HABKERN-MELANGE

f_{WS} «Wildflysch» (?Spätes Eozän)
c₁₃ *Schürfling aus Wang-Formation*

Der «Wildflysch» besteht aus stark verfaltetem dunkelgrauem Mergel und braungrauem Tonstein mit zahlreichen Kalzitadern. Insbesondere im östlichen Gebiet von Atlasblatt Schüpfheim sind Schürflinge aus hausgrossen Fragmenten der Wang-Formation im «Wildflysch» eingebettet. Dieses tektonische Melange entspricht möglicherweise der «Wildflysch-Sequenz» von KAUFMANN (1886), welche von BAYER (1982) als Sörenberg-Melange beschrieben und auch im Gebiet des östlich angrenzenden Atlasblattes 137 Alpnach als solches interpretiert und dokumentiert wurde (FUNK et al. 2013). Der «Wildflysch» besteht dort aus einer mergeligen Grundmasse mit Blöcken aus Amden-Formation, «Basalem Schlieren-Flysch», Wang-Formation und Einheiten des helvetischen Paläogens. Dieses Gefüge kann einerseits auf submarine Rutschungsprozesse oder auf rein tektonische Abscherung mehrerer litho-tektonischer Einheiten während der Bildung der Schlieren-Decke zurückgeführt werden. Beobachtungen lassen keine schlüssige Antwort zu. Allerdings weisen FUNK et al. (2013) darauf hin, dass Massenbewegungen von Sandstein- (Hohgant-Sandstein) oder Kalkblöcken (Wang-Formation) als synsedimentäre Ablagerungen entlang der Rawil-Hohgant-Bruchzone nachgewiesen wurden. Sie schlossen deshalb eine sedimentäre, auf Rutschungsprozesse zurückzuführende Entstehung nicht aus. Im Gebiet von Atlasblatt Schüpfheim lassen ebenfalls zwei Befunde den Rückschluss zu, dass synsedimentäre Prozesse zur Bildung dieser Sequenzen in Betracht zu ziehen sind. So liegen einerseits paläogene Gesteinsblöcke an der Basis der Schlieren-Decke (im Bereich des Zusammenflusses zwischen Entle und Ällegbach; Koord. 2653.3/1199.4), andererseits ist das Vorkommen solcher Blöcke mit einer Mächtigkeitzunahme des Habkern-Melanges östlich der Chnubelalp verbunden. Diese Zusammenhänge und die damit verbundene lateral stark zunehmende Sedimentmächtigkeit könnten durch synsedimentäre Bewegungen im Ablagerungsraum erklärt werden. Es wäre durchaus möglich, dass diese paläogenen synsedimentären Abschiebungen als Ausgangspunkte für die Abscherung der penninischen Schlieren-Decke gedient hätten, was auch das Auftreten dieser Blöcke an der Basis der Schlieren-Decke erklären würde. Allerdings fehlen detaillierte strukturgeologische Analysen, um diese Hypothese zu prüfen.

Der Übergang vom «Wildflysch» des Habkern-Melanges zum «Basalen Schlieren-Flysch» der Schlieren-Decke ist fliessend.

UNTERPENNINIKUM

SCHLIEREN-DECKE

Schlieren-Flysch

Die Sedimente des Schlieren-Flyschs liegen in einem zusammenhängenden Deckenkomplex (Schlieren-Decke) zwischen Vierwaldstättersee und Thunersee vor. Sie umfassen den Altersbereich zwischen Maastrichtien (Späte Kreide) und Yprésien (Frühes Eozän). Die jüngsten Untersuchungen des Schlieren-Flyschs gehen auf WINKLER (1983) zurück, welcher die weitgehend aus siliziklastischen Sedimenten aufgebaute Schlieren-Decke sedimentologisch, stratigraphisch und paläontologisch untersuchte. Diese als nordpenninisch betrachtete Einheit liegt als Mulde zwischen der helvetischen Randkette im Norden und der helvetischen Drusberg-Decke im Süden. Sie ist aus dem «Basalen Schlieren-Flysch» (inkl. «Untere Tonsteinschichten»), dem Guber-Sandstein, den «Oberen Tonsteinschichten», dem Schoni-Sandstein und dem Schlieren-Sandstein aufgebaut (SCHAUB 1951, 1965; und Fig. 14).

WINKLER (1983) schlägt eine verfeinerte Gliederung insbesondere des «Basalen Schlieren-Flyschs» und des Schoni-Sandsteins vor, auf die aber in der vorliegenden Arbeit verzichtet wurde. Dichter Waldbewuchs sowie ausgedehnte Moorflächen verhindern den Blick in die Details des geologischen Baus und verunmöglichen eine verfeinerte stratigraphische Gliederung. Eine vollständige Übersicht über frühere Arbeiten ist in WINKLER (1983) präsentiert. Aus dieser Arbeit stammen auch die wesentlichen stratigraphischen Informationen, die in der Folge zusammengestellt sind.

F_{Sb} «Basaler Schlieren-Flysch» (Maastrichtien – Danien)

Der «Basale Schlieren-Flysch» besteht aus einer ca. 200 m mächtigen Wechselagerung von zentimeter- bis dezimetermächtigem dunklem feinkörnigem Sandstein und dunkelgrauem Tonstein in gleichen Verhältnissen. Im obersten Abschnitt befinden sich die «Unteren Tonsteinschichten» (WINKLER 1983), die auf der Karte nicht ausgewiesen sind. Die Sandsteinbänke des «Basalen Schlieren-Flyschs» können als T_{B-E}- und T_{C-E}-Turbidite angesprochen werden. Im Schwermineralspektrum dominieren Apatit, Turmalin, Zirkon und Minerale der Rutilgruppe in gleichen Verhältnissen. Der Anteil von Apatit kann in einigen Sandsteinbänken jedoch bis zu 50% betragen.

Unter- und Obergrenze, Alter: Der «Basale Schlieren-Flysch» liegt auf dem «Wildflysch». Die Grenze ist im Gelände nicht klar zu bestimmen, da einerseits die schlechten Aufschlussverhältnisse keinen detaillierten Blick in die sedimen-

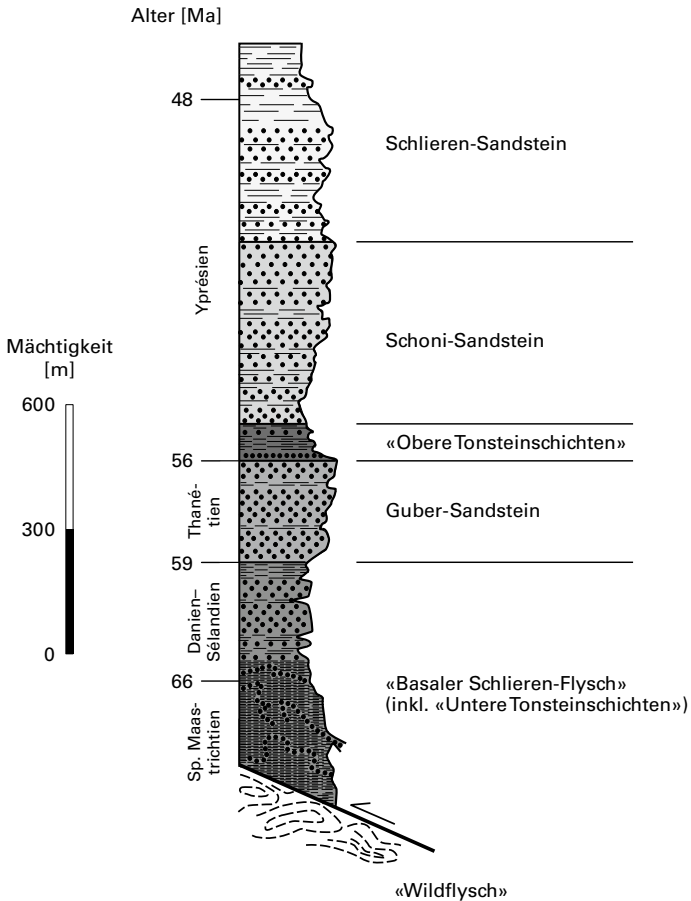


Fig. 14: Stratigraphie des Schlieren-Flyschs.

täre Architektur zulassen und da andererseits der Wechsel von «Wildflysch» zu «Basalem Schlieren-Flysch» nicht scharf ist. Der Übergang zum darüberliegenden Guber-Sandstein kann aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse ebenfalls nicht eindeutig festgelegt werden. Die Grenze wurde dort gezogen, wo mittel- bis grobkörniger Sandstein die Sequenz zu dominieren beginnt. Das Alter des «Basalen Schlieren-Flyschs» wurde mit Hilfe von kalkigem Nannoplankton auf die Zonen NP1 bis NP4 (späteres Maastrichtien bis Danien) bestimmt (WINKLER 1983).

Ablagerungsbereich: Die Wechsellagerung aus Tonstein und T_{B-E} - sowie T_{C-E} -Turbiditen lässt den Schluss zu, dass der Sand- und Siltstein des «Basalen Schlieren-Flyschs» durch Trübestrome im äusseren Bereich eines submarinen Schüttfächers abgelagert wurde. Messungen von Sohlmarken ergaben eine generell radiale Schüttungsrichtung nach Nordosten und Südosten (WINKLER 1983). Die nach oben grobklastischer und dickbankiger werdende Sequenz impliziert, dass das gesamte Fächersystem im Ablagerungsraum in den östlichen Bereich progradierte. Das Sediment hatte vermutlich ein tonalitisches bis andesitisches Liefergebiet. Hinweise für die Herkunft ergaben insbesondere Thermolumineszenzanalysen an Quarz (WINKLER 1983).

Mächtigtkeitswechsel und syndesimentäre Tektonik: Die Kartierung impliziert substantielle Mächtigtkeitswechsel innerhalb des «Basalen Schlieren-Flyschs». So nimmt die Mächtigkeit von ca. 200 m am Fuss des Fürsteins auf über 400 m an der Basis des Schlierengrats zu. Es ist möglich, dass diese Mächtigtkeitswechsel auf syndesimentäre Abschiebungen und damit verbundene Massenbewegungen zurückgeführt werden könnten (s.o.). Derartige Normalbrüche könnten bei der alpinen Deckenbildung als Schwächezonen gewirkt haben, entlang derer Deckenkomplexe hätten abgesichert werden können. Es erstaunt daher nicht, dass die exotischen, als Olisthostrome gedeuteten Blöcke des Habkern-Melanges am Fuss der Schlieren-Decke anzutreffen sind.

F_{SG} Guber-Sandstein (Thanétien)

Der Guber-Sandstein besteht aus einer ca. 150–250 m mächtigen Wechsellagerung von einem einige Dezimeter bis mehrere Meter mächtigen mittel- bis grobkörnigen, meist massigen Sandstein sowie einem dezimetermächtigen fein- bis mittelkörnigen Sand- und Siltstein. Die Sandsteinbänke können mehrere Zehner von Metern mächtige Amalgamationsabfolgen bilden. Tonstein kommt untergeordnet zwischen den Sandsteinbänken vor. Die Basis der Sandsteinbänke ist scharf, meistens erosiv oder planar; Belastungsmarken und Strömungsmarken sind häufig zu beobachten. Letztere implizieren einen Transport in südöstlicher Richtung entlang der Beckenachse (WINKLER 1983). Im Schwermineralspektrum dominieren Turmalin, Zirkon und Minerale der Rutilgruppe in gleichen Verhältnissen; Apatit tritt mengenmässig stark zurück (WINKLER 1983).

Unter- und Obergrenze, Alter: Der Guber-Sandstein folgt auf den «Basalen Schlieren-Flysch» vermutlich in graduellen Kontakt. Wie oben bereits erwähnt, lassen die schlechten Aufschlussverhältnisse keine klare Aussage über den Kontakt zwischen den beiden lithostratigraphischen Einheiten zu. Der Übergang zu den «Oberen Tonsteinschichten» im Hangenden ist ebenfalls graduell und am Nordhang des Fürsteins gut aufgeschlossen. Die Obergrenze wird dort gezogen, wo die Sandsteinbänke an Mächtigkeit und Häufigkeit stark abnehmen und Ton-

stein sowie dünnbankiger Sandstein die Sequenz zu dominieren beginnen. Das Alter des Guber-Sandsteins umfasst die Nannoplanktonzonen NP5 bis NP9 (Tha-nétien, WINKLER 1983).

Ablagerungsbereich: Die Amalgamationsabfolgen von grobklastischem, mas-sigem Sandstein im Schlieren-Flysch implizieren Ablagerungen kohäsiver Schutt-ströme auf einem submarinen Schuttfächer. Basale Erosivkontakte sowie Belas-tungsmarken deuten darauf hin, dass es sich beim Guber-Sandstein um Rinnen-füllungen in einem proximalen Bereich des Schuttfächers handeln könnte. Dünne Tonstein- und Siltsteinfugen bildeten sich durch seitliche Verlagerung des Rin-nensystems, so dass die feinkörnige Fraktion zur Ablagerung kam. Andererseits können diese feinklastischen Sedimente auch als Uferwallablagerungen gedeutet werden. Die Interpretation eines Rinnensystems wird durch die gerichtete axiale Schüttung gestützt (WINKLER 1983). Aufgrund sedimentpetrographischer Hinwei-se weist WINKLER (1983) dem Guber-Sandstein ein granitisches bis porphyrisches Liefergebiet zu.

F_{St} «Obere Tonsteinschichten» (Yprésien)

Die «Oberen Tonsteinschichten» umfassen eine ca. 20 m mächtige Abfolge aus rötlichem und grünlichem Ton- und Siltstein und zentimeter- bis dezimeter-mächtigem dazwischengelagertem fein- bis mittelkörnigem Sandstein. Ton- und Siltstein bilden den Hauptbestandteil der Abfolge. Untergeordnet treten millime-ter- bis zentimetermächtige Tuffitlagen auf, und an der Basis und im Dach kom-men grobkörniger Sandstein bis Feinkonglomerat vor. Interessanterweise treten in den «Oberen Tonsteinschichten» Versackungsstrukturen und Verfaltungswülste auf (WINKLER 1983). Die Silt- und Sandsteinlagen können als T_{D-E}- sowie T_{B-E}-Turbi-dite (Base-Missing-Turbidite) angesprochen werden. Strömungsrichtungen streuen zwischen Südost und Nordwest. Im Schwermineralspektrum nimmt Apatit bis zu 50% ein. Turmalin, Zirkon sowie Minerale der Rutilgruppe teilen sich in ähnlichen Verhältnissen die restlichen 50% (WINKLER 1983).

Unter- und Obergrenze, Alter: Der Kontakt zum Guber-Sandstein im Liegen-den ist graduell (s.o.). Die Grenze wird dort gezogen, wo Ton- und Siltstein die Sequenz zu dominieren beginnen. Im Dach der «Oberen Tonsteinschichten» folgt die Sequenz des Schoni-Sandsteins wiederum in graduelltem Kontakt. Die Ober-grenze wird dort gezogen, wo metermächtige Sandsteinbänke auftreten. Das Alter der «Oberen Tonsteinschichten» umfasst die Nannoplanktonzonen NP10 und NP11 (frühes Yprésien, WINKLER 1983).

Ablagerungsbereich: Die Sequenz aus Ton- und Siltstein sowie eingeschaltete feinkörnige Base-Missing-Turbidite implizieren einen episodischen Sediment-transport und eine Ablagerung aus einer Suspensionswolke. Die Turbidite sind

deshalb nicht unmittelbar an ein Rinnensystem gebunden, wie das beim Guber-Sandstein der Fall war. Vielmehr handelt es sich um Ablagerungen im distalen Bereich eines submarinen Schuttfächers oder in einem proximalen Bereich mit grösserer seitlicher Distanz zur Schüttungsachse (seitlicher Rand eines Schuttfächers am Fuss des Kontinentalabhanges), worauf das Auftreten von Slumpstrukturen sowie die grosse Streuung der Schüttungsrichtungen hinweisen. Damit könnte der Übergang vom Guber-Sandstein zu den «Oberen Tonsteinschichten» durch einen Wechsel der Schüttungsachse als Folge weiterer tektonisch gesteuerter Progradation des submarinen Schuttfächers interpretiert werden.

F_{so} Schoni-Sandstein (Yprésien)

Der Schoni-Sandstein kann eine Mächtigkeit von mehr als 500 m erreichen. Die Abfolge besteht aus einer Wechsellagerung von grobkörnigem, meist massigem Sandstein, der mehrere Meter mächtig sein kann. Mehrere Zehner von Metern mächtige Amalgamationsabfolgen treten ebenfalls auf. Untergeordnet kommen zwischengelagerte dezimetermächtige feinkörnige Sand- und Siltsteinlagen sowie grünlich schwarze Tonsteinsequenzen vor. Die Sandsteinbänke zeigen scharfe Basalkontakte mit Schleif- und Erosionsstrukturen. Strömungsmarken implizieren einen Transport entlang der Beckenachse in südöstlicher Richtung. Im Schwermineralspektrum dominieren Turmalin, Zirkon und Minerale der Rutilgruppe. Apatit tritt mengenmässig stark zurück. Der Anteil von Turmalin dominiert das Mischungsverhältnis der Schwerminerale (WINKLER 1983).

Unter- und Obergrenze, Alter: Der Kontakt zwischen den «Oberen Tonsteinschichten» und dem Schoni-Sandstein ist an der Nordflanke des Fürsteins sehr schön als gradueller Übergang aufgeschlossen. Die Grenze wird mit dem Auftreten der ersten mehrere Meter mächtigen Sandsteinbänke gezogen. Der Übergang zum Schlieren-Sandstein ist ebenfalls graduell, jedoch im Gelände nirgends klar ersichtlich. Die Grenze wird dort gezogen, wo mehrere Meter mächtige Tonstein-Siltstein-Abfolgen in die Sequenz eingeschlossen werden. Das Alter des Schoni-Sandsteins wurde mit Nannofossilien bestimmt (Zonen NP11 und NP12) und liegt im Yprésien (WINKLER 1983).

Ablagerungsbereich: Der Ablagerungsbereich des Schoni-Sandsteins entspricht demjenigen des Guber-Sandsteins. So implizieren Amalgamationsabfolgen aus massigem grobklastischem Sandstein einen Transport durch kohäsive Schuttströme auf einem submarinen Schuttfächer. Basale Erosivkontakte sowie Belastungsmarken deuten darauf hin, dass es sich beim Schoni-Sandstein um Rinnenfüllungen in einem proximalen Bereich des Schuttfächers handeln könnte. Dünne Tonstein- und Siltsteinfugen bildeten sich als Folge der seitlichen Verlagerung des Rinnensystems. Wie beim Guber-Sandstein wird diese Interpretation durch die

gerichtete axiale Schüttung gestützt. Aufgrund sedimentpetrographischer Hinweise weist WINKLER (1983) auch dem Schoni-Sandstein ein granitisches bis porphyrisches Liefergebiet zu.

F_{SI} Schlieren-Sandstein (Yprésien)

Der Schlieren-Sandstein besteht im Wesentlichen aus einer Wechsellagerung von metermächtigem grobkörnigem, zum Teil massigem Sandstein an der Basis und dezimetermächtigen mittelkörnigen T_{A-E}-Turbiditen sowie Tonschichten und Siltsteinbänken im Dach. Die Obergrenze des Schlieren-Sandsteins ist im Gebiet von Atlasblatt Schüpfheim durch Erosion gekappt und deshalb nicht aufgeschlossen. Die ursprüngliche Mächtigkeit dürfte 500 m überschreiten. Strömungsmarken implizieren einen Transport entlang der Beckenachse in südöstlicher Richtung (WINKLER 1983). Im Schwermineralspektrum dominieren Epidot und Turmalin. Zirkon und Minerale der Rutilgruppe kommen in gleichen mengenmässigen Verhältnissen vor; Apatit tritt dagegen stark zurück (WINKLER 1983).

Unter- und Obergrenze, Alter: Der Kontakt zwischen dem Schoni-Sandstein und dem Schlieren-Sandstein ist im Gelände nirgends klar ersichtlich. Es wird aber von einem graduellen Übergang ausgegangen. Die Grenze wird dort gezogen, wo mehrere Meter mächtige Tonstein-Siltstein-Abfolgen in der Sequenz auftreten. Das Dach des Schlieren-Sandsteins ist zum Teil erodiert oder durch tektonische Prozesse gekappt. Das Alter des Schlieren-Sandsteins liegt im späten Yprésien (Nannoplanktonzonen NP13 bis NP14; WINKLER 1983).

Ablagerungsbereich: Die massigen, grobkörnigen Sandsteinbänke des Schlieren-Sandsteins entsprechen einem Transport durch kohäsive Schuttströme auf einem submarinen Schuttfächer. Basale Erosivkontakte sowie Belastungsmarken deuten darauf hin, dass es sich bei diesen Sandsteinen um Rinnenfüllungen in einem proximalen Bereich des Schuttfächers handeln könnte. Vollständige Bouma-Turbidite (T_{A-E}) implizieren unkanalisierten Sedimenttransport und Ablagerung auf Loben am Ende des Rinnensystems. Dünne Tonstein- und Siltsteinfugen bildeten sich als Folge der seitlichen Verlagerung des Rinnensystems. Möglich wäre, dass es sich beim Schlieren-Sandstein um eine Verfingerung zweier Transportsysteme mit unterschiedlichem Einzugsgebiet handelt. Dies würde die beiden Transportmechanismen (kohäsive Schutt- und Trübestrome) sowie die Variabilität in der Schwermineralzusammensetzung erklären. Diese Interpretation wird durch WINKLER (1983) gestützt. Nach diesem Autor stammen die Sedimente aus zwei unterschiedlichen Quellen unbekannter Herkunft. Dabei wurde das Material an der Grenze zwischen der abtauchenden europäischen Platte und dem adriatischen Sporn in einem Tiefseetrog abgelagert.

QUARTÄR

Das Gebiet von Atlasblatt Schüpflheim enthält eine Vielzahl von quartären Formen und Ablagerungen, welche das Landschaftsbild in bedeutendem Ausmass prägen. Mehrere Gletschervorstösse führten einerseits zu markanten und im Gelände deutlich sichtbaren Erosionsformen. Andererseits hinterliessen Gletscher mehrere Zehner Meter mächtige Moränenablagerungen, welche insbesondere im Tal der Entle zwischen Finsterwald und Entlebuch anzutreffen sind. Mächtige Moränen der Letzten Eiszeit (Birrfeld-Eiszeit; GRAF 2009, PREUSSER et al. 2011) finden sich ebenfalls an der Nordflanke des Entlebucher Haupttals zwischen Schüpflheim und Entlebuch. Das Napfgebiet dagegen war während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) mit Ausnahme von Kargletschern beim Napfgipfel weitgehend eisfrei (SCHLÜCHTER 2009), so dass sich dort eine ausgeprägte fluviatile Landschaft mit tief erodierten Tälern und steilen, kargen Talflanken entwickeln konnte (Fig. 15).

Im Entlebuch lässt sich die quartärgeologische Geschichte bis zur Vorletzten Eiszeit (Beringen-Eiszeit; GRAF 2009, PREUSSER et al. 2011) zurückverfolgen. Moränen dieses Eisvorstosses, in der Folge als Moräne älterer Vergletscherungen bezeichnet, finden sich auf der Geländeterrasse von Finsterwald (1200 m ü. M.). Glazifluviatile Schotter und mächtige Moränen des LGM prägen das Tal der Entle, die Nordflanke des Entlebucher Haupttals zwischen Schüpflheim und Entlebuch sowie die Ostseite des Tals von Flühli. Spätglaziale Sedimente finden sich als hängende Schuttfächer im Entlebucher Haupttal und als mehrere Meter mächtige Terrassen im Fankhusgrabe (Koord. 2638.2/1204.8). Rutschungen, Sackungen und Schluchten zeugen von intensiver Erosion während des Holozäns. Einzigartig für die Schweiz sind die Moorlandschaften, welche das Entlebuch auszeichnen und zum Kernbestand der UNESCO-Biosphäre Entlebuch gehören. Die Bildung der Moorlandschaften kann ebenfalls auf die quartärgeologische Vorgeschichte zurückgeführt werden. In den nachfolgenden Kapiteln werden diese Punkte diskutiert und in den Kontext der Landschaftsentwicklung gestellt.

(?)Frühes - Mittleres Pleistozän

q_m Moräne (Till) älterer Vergletscherungen

Matrixgestützter glazigener Diamikt findet sich auf 1200 m ü. M. auf der Alpiliegg und der Wissenegg westlich von Finsterwald. An der westlichen Flanke der Alpiliegg und der Wissenegg sind die Diamikte karförmig abgetragen und durch ein feines Netzwerk von fluviatilen Rinnen durchzogen. Am Fuss der Alpiliegg liegen Ost-West-gestreckte letzteiszeitliche Moränenwälle diskordant zu

den Erosionsformen und Diamikten der Alpi lieg. Diese sedimentologischen und geomorphologischen Befunde lassen den Schluss zu, dass es sich bei den oben beschriebenen Diamikten um Moränenablagerungen handelt, welche vor dem LGM während einer grösseren – möglicherweise der Vorletzten – Eiszeit (GRAF 2009) gebildet und abgelagert worden sind. Korrelative Sedimente finden sich weiter nördlich auf dem Widen, welcher die südliche Erhebung des Dorfes Entlebuch bildet. Weitere auf die Vorletzte Eiszeit zurückzuführende Moränenvorkommen sind nicht erkennbar oder wurden nicht eindeutig als solche erkannt. Allerdings ist hier auf «ältere Findlinge» hinzuweisen. Solche sind insbesondere im Tal der Grossen Fontanne im Rahmen der Diplomkartierungen von F. Anthamatten (ANTHAMATTEN 2004) und von T. Ninck (NINCK 2005) erfasst worden. Solche Findlinge liegen immer unten in den Gräben.

q_{vm} Verwitterungsdecke auf Molasse oder auf mittelpleistozänen eiszeitlichen Sedimenten

Das Napfbergland war während des LGM weitgehend eisfrei, so dass dort eine Verwitterungsdecke, die sich nach dem Ende der Vorletzten Eiszeit bildete, erhalten blieb und während des LGM durch Permafrostprozesse umgebildet wurde. Fragmente solcher metermächtiger Sedimentdecken finden sich heute im Gebiet Stafel-Neuhus (Koord. 2643.8/1205.4) und liegen dort auf den Konglomeraten der Napf-Formation (OSM).

Spätes Pleistozän

Moräne (Till) der Letzten Eiszeit

Das Entlebuch war während des letzteiszeitlichen Maximums weitgehend durch einen Eiskörper bedeckt, der seinen Ursprung bei Sörenberg und im Quellbereich der Entle hatte (Fig. 15). Sehr schöne Moränenzüge lassen sich im Haupttal des Entlebuch zwischen Schüpfheim und Hasle beobachten. Grossräumige Moränenablagerungen finden sich ebenfalls rund um Finsterwald sowie im Gebiet des Grossschlierentals. Sie bilden die geologische Unterlage einer ausgesprochen schönen Moorlandschaft (s. Unterkapitel Sümpfe, Torfmoore und Moorlandschaften auf S. 72 ff.).

q_{mw} Moräne (Till) des Waldemmegletschers

Der Waldemmegletscher, der grösste letzteiszeitliche Gletscher im Gebiet des Kartenblattes, hatte seinen Ursprung bei Sörenberg. Er teilte sich im Haupttal des Entlebuch in eine nach Nordosten und eine nach Südwesten fliessende Gletscherzunge und endete bei Entlebuch im Nordosten beziehungsweise bei Escholz-

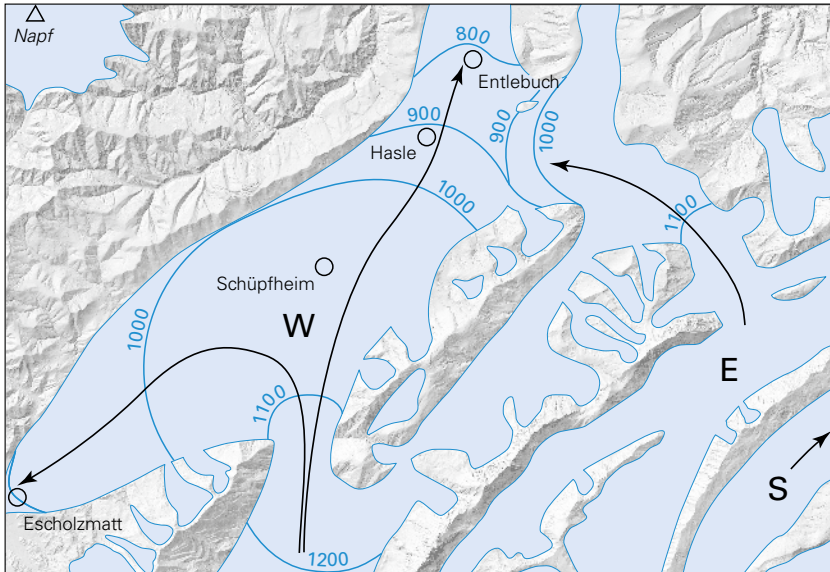


Fig. 15: Eisbedeckung des Gebiets von Blatt Schüpfpfheim während des LGM (Napf: inkl. Verfirnung) und Isohypsen (blaue Linien) der Eisoberfläche. E = Entlebegletscher, S = Schlierengletscher, W = Waldemmegletscher.

matt im Südwesten. Moränen mit Erratikern sind an den südlichen Talflanken erhalten. Markante Seitenmoränen des Waldemmegletschers, die in Richtung Entlebuch ins Tal hinunterziehen, finden sich zwischen Schüpfpfheim und Hasle (Fig. 16). Seitenmoränen des Waldemmegletschers sind ebenfalls bei Oberrütiboden an der südlichen Talflanke zwischen Schüpfpfheim und Escholzmatt erhalten. An den süd-exponierten Talflanken finden sich nur geringmächtige Moränen, zum Teil fehlen sie völlig. An ihrer Stelle treten langgezogene, vom Gletscher flach erodierte Rundhöcker auf. Diese finden sich im Talboden des Entlebuch (z.B. Büel¹⁾ bei Schüpfpfheim, Fig. 16, oder Waldbühl und Mätzebühl bei Escholzmatt).

Der Seitenmoränenansatz des Waldemmegletschers kann im Bereich von Flühli teilweise kartiert werden. Dies erlaubt, die Höhenlage der Gleichgewichtslinie der letzteiszeitlichen Gletscher abzuschätzen. Demnach lag im Entlebuch die Gleichgewichtslinie auf ungefähr 1100 m ü.M.

¹⁾ Büel = kleine Erhöhung, Hügel, Hang. Mit Büel werden im Entlebuch v.a. die langgezogenen Moränenhügel im Haupttal bezeichnet (WASER 1996, S.177).

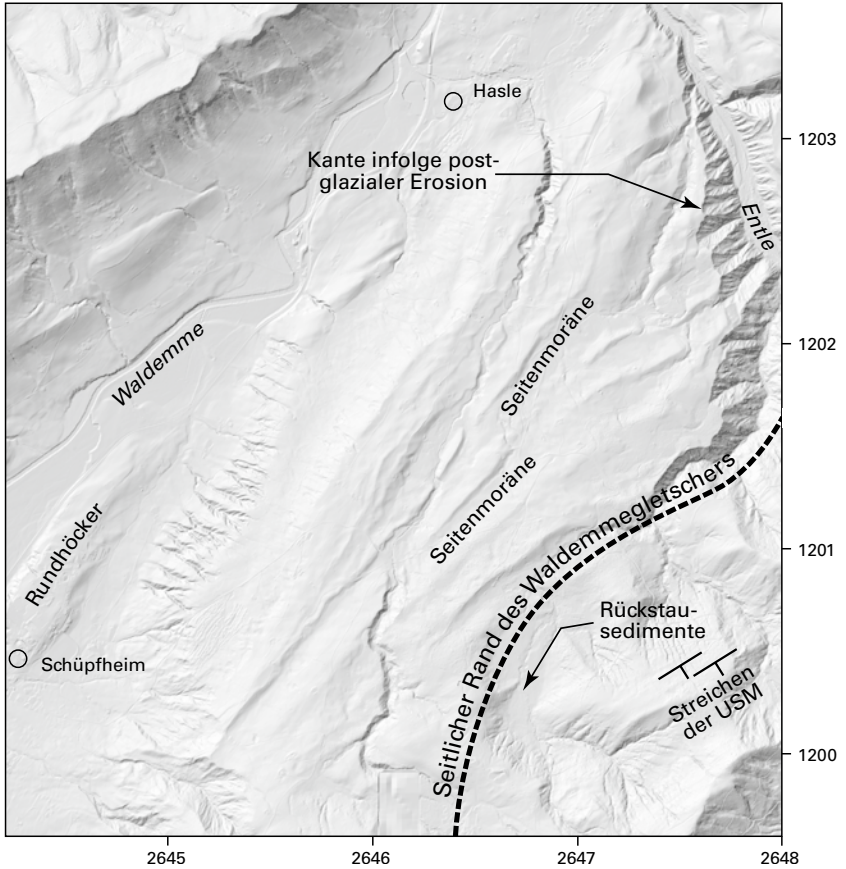


Fig. 16: Seitenmoränen und postglaziale Eintiefung im Tal des Entlebuches.

9_{mE} *Moräne (Till) des Entlegletschers*

Der Entlegletscher war der zweite grosse Gletscher in der Region des Kartenblattes (Fig. 15). Mächtige Moränen und ausgeprägte Seitenmoränen finden sich rund um Finsterwald. Der Entlegletscher hatte seinen Ursprung beim Glaubenbergpass und an der Wasserfallenegg am Fuss des Fürsteins südlich des Schimberigs. Er erstreckte sich bis Entlebuch, wo es zum Zusammenfluss mit dem

Waldemmegletscher kam. Eine Gletscherzunge erstreckte sich zudem ins Tal des Fischebachs östlich von Entlebuch.

Deutlich ausgebildete Seitenmoränen des Entlegletschers finden sich an der südlichen Talflanke zwischen Schimberig und Glaubenberg und an der östlichen Talflanke des Rotbachtals zwischen Vorder- und Mittelrotbach. Auf der gegenüberliegenden Talseite fehlen entsprechende Seitenmoränen weitgehend. Moränen von Rückzugsständen sind bei Finsterwald erhalten geblieben und an Wällen erkennbar, die talabwärts gewölbt sind und gegen die Talmitte hin schliessen.

Ein kleinerer Gletscher hatte seinen Ursprung im Tal der Kleinen Entle nördlich der Schimberig-Kette. Endmoränen dieses Gletschers (Rückzugsstadium?) sind im Juchmoos vor dem Zusammenfluss zwischen der Kleinen und der Grossen Entle erhalten.

Das Eisvolumen des Entlegletschers war wesentlich kleiner als dasjenige des Waldemmegletschers. Entsprechend geringer ist auch die glaziale Eintiefung, so dass das Tal der Entle orographisch deutlich höher zu liegen kommt und nun ein Hängetal bildet.

q_{ms} *Moräne (Till) des Schlierengletschers*

Das Tal der Grossen Schliere wurde ebenfalls durch glaziale Prozesse geschaffen. Zeugen davon sind ein U-förmiger Talquerschnitt sowie mehrere Meter mächtige Moränen insbesondere im oberen Talabschnitt.

q_{lm} *Lokalmoräne (Till)*

Kleinere Kargletscher bildeten sich an den Nordflanken der Beichle sowie der Schafmatt-Schimberig-Risetenstock-Kette. Dort sind die Karmorphologie und Lokalmoränen zum Teil noch deutlich erhalten. Ein weiteres Lokalmoränenvorkommen befindet sich im Gebiet der Gerlisalp, wo markante Endmoränenwälle die ehemaligen Zungenbecken umreissen.

Glazifluviatiler Schotter

Südwestlich von Finsterwald im Chilewald ist glazifluviatiler Schotter in die Moräne des Entlegletschers eingebettet. Das Vorkommen befindet sich entlang des Feldweges, der zur Rossfure hinunterzieht (Koord. 2648.9/1202.3).

q_{sh} *Hasle-Schotter*

Mächtige Schottervorkommen auf unterschiedlichen Höhenlagen finden sich im Raum Hasle – Entlebuch, wobei der Dorfkern Entlebuch sowie die Hauptstrasse durch dieses Dorf auf der höchsten Schotterebene liegen. Diese Schotter haben ihren Ursprung in den fächerförmigen Terrassenablagerungen der Entle unmittel-

bar unterhalb des schluchtartigen Durchbruchs. Obwohl keine Datierungen für diese Schotterablagerungen, insbesondere für die Vorkommen im Haupttal bei Entlebuch und Hasle, vorliegen, dürfte es sich bei diesen Sedimenten um glaziale bis zum Teil holozäne Ablagerungen handeln. An einer Stelle im oberen Einzugsgebiet im Tal der Kleinen Entle bei Juchmoos (Koord. 2649.16/1199.81) wurden am rechten Ufer oberhalb des Zusammenflusses mit dem Rosslochbach in den Schottern eingebettete Holzreste gefunden. ^{14}C -Datierungen dieser Holzfundstücke, die im Rahmen des Atlasblattes Schüpfheim durchgeführt wurden, ergaben ein Alter von $3,36 \pm 0,03$ ka cal BP.²

q_{sF} Fankhusgrabe-Schotter

Grössere, bis über zehn Meter mächtige Schottervorkommen befinden sich im Fankhusgrabe (Koord. 2638.2/1204.8). Diese bestehen aus umgelagertem Konglomerat der OSM. NORTON et al. (2008) bestimmten anhand von kosmogenen Nukliden (^{10}Be) ein spätglaziales Alter für diese Schotter. Die residuale ^{10}Be -Konzentration, gemessen in Tiefenprofilen, lässt sich gemäss NORTON et al. (2008) in eine Erosionsrate von ca. 1 mm/a während des Spätglazials umrechnen.

Spätglaziale Bachschuttkegel

Gut erkennbare spätglaziale Bachschuttkegel kommen bei Schüpfheim und Entlebuch vor. Dabei handelt es sich um Sedimentkörper mit einer fächerförmigen radialen Ausbreitung von einem Apex aus. Diese Fächer liegen einerseits konkordant auf Moränen der Letzten Eiszeit (Moränen des Waldemmegletschers). Andererseits wurden diese Sedimentkörper durch Erosionsprozesse während des Holozäns eingeschnitten. So liegt in Schüpfheim die Vorfluterrinne deutlich tiefer als der entsprechende Schuttkegel-Apex. Eine ähnliche Beobachtung kann in Entlebuch gemacht werden, wo die Basis des Kegels durch den Vorfluter (Kleine Emme) angeschnitten wurde. Aus diesen Gründen bildeten sich die Schuttkegel während des Holozäns, dürften jedoch bis ins Spätglazial zurückreichen.

Fossile Blockgletscher

Im Gebiet der Gerlisalp, an der Ostflanke des Fürsteins, befinden sich lobenartige Ansammlungen von Blöcken aus Schlieren-Flysch. Dabei handelt es sich vermutlich um Relikte eines fossilen Blockgletschers, welcher sich im Zusammenhang mit einer lokalen Vergletscherung gebildet hat. Das Bildungsalter ist unklar. Eine Bildung zurzeit der Jüngeren Dryas ist wahrscheinlich.

²⁾ $\text{D}^{14}\text{C} = (-431,4 \pm 2,5)_{\text{‰}}$, $\delta^{13}\text{C} = (24,2 \pm 0,2)_{\text{‰}}$

Holozän

Sturzablagerungen (Hang-, Blockschutt, Fels- und Bergsturzablagerungen) und Rutsch- beziehungsweise Sackungsmassen

Grössere Bereiche mit zerrütteten Sackungsmassen und Blockschutt kommen im Napfgebiet sowie an der Nordflanke der Beichle und entlang des Schlieren- und Fürsteingrates vor. Hangschuttschürzen finden sich an der Nordflanke der Schafmatt, des Schimberigs und des Risetenstocks. Bei diesen Sedimentkörpern liegen am Hangfuss die grössten Gerölle vor. Gegen den Lieferbereich hin werden die Sedimente sukzessive feinkörniger und besser sortiert. Diese Sedimente sind auf Bergsturz- sowie Felssturzprozesse zurückzuführen.

Im Napfbergland führt die nordwärts gerichtete Neigung der Konglomerat-Mergel-Wechselagerung zum Ausbrechen und Abgleiten von Konglomeratbänken. Ein grösserer Ausbruch befindet sich beim Zusammenfluss zwischen dem Seeblibach und der Grossen Fontanne. Rückschreitende Erosion der Grossen Fontanne führte zu Instabilitäten der nördlichen Talflanke und zum Abgleiten mächtiger Konglomeratpakete im Gebiet Fontanne-Nolle (Koord. 2642.5/1202.5). Die entsprechende Sackung wurde von NINCK (2005) nach ingenieur- und quartärgeologischen Gesichtspunkten untersucht. Hammerschlagseismische Untersuchungen zeigten, dass der Gleithorizont dieser Sackung gut 10 m unterhalb der Terrainoberfläche liegen dürfte. Bei diesem Horizont handelt es sich um eine nach Norden einfallende Mergelschicht innerhalb der Schöpferegg-Nagelfluh. Zudem konnten mit geodätischen Vermessungen die Versätze bestimmt werden. Sie bewegten sich innerhalb der 13-monatigen Messperiode zwischen August 2003 und September 2004 im Zentimeterbereich.

Verlehmtter Hang- und Verwitterungsschutt

Während des LGM und insbesondere nach dessen Ende kam es zur Ablagerung von verschwemmtem Verwitterungslehm und Moränenmaterial. Diese umgelagerten Sedimente finden sich als Schürzen zwischen Berghang und Moränenkranz. Das Material ist tonig-siltig; entsprechend waren diese Ablagerungsbereiche stark vernässt, heute sind sie jedoch grösstenteils drainiert. Grössere Flächen, die auf diese Staueffekte zurückzuführen sind, finden sich bei Chienismatt und Stächtemösl (Koord. 2646.8/1200.7) rund um den Wallfahrtsort Heiligkreuz, bei Obermoos, Rothüsli und Grossbüel (Koord. 2644.8/1201.0) bei Schöpfheim, sowie bei den Lokalitäten Rafoltere, Wintersite und Obstalde (Koord. 2642.0/1202.0) auf der Südseite des Entlebucher Haupttals.

q_b Bachschutt

Bachschuttsedimente wurden vor allem entlang des Oberlaufs kleinerer Bäche kartiert, wo Platzverhältnisse beschränkt sind. Das Sediment besteht weitge-

hend aus Schlamm und eingebetteten, schlecht sortierten Geröllen und Blöcken. Beispiele finden sich im Oberlauf des Ballebachs nördlich von Escholzmatt, sowie beim Eschegrabebach bei Koord. 2640.60/1196.65.

Bachschuttkegel

Grössere Bachschuttkegel befinden sich entlang der Haupttalachse des Entlebuch zwischen Escholzmatt und Schüpfheim. Dabei handelt es sich um fächerförmige Ablagerungskörper, die im Gegensatz zu den gemischten Schuttkegeln ein relativ geringes Gefälle aufweisen. Das Sediment besteht weitgehend aus einer Mischung von Schlamm, Sand und Geröll.

Gemischte Schuttkegel

Gemischte Schuttkegel finden sich hauptsächlich an den steilen Nordflanken der alpinen Decken sowie der subalpinen Molasse. Dabei handelt es sich meistens um ein grobblockiges Sediment, bei dem die Blockgrösse gegen unten grösser wird. Das Sediment wurde durch fluviale und gravitative Prozesse transportiert und abgelagert.

Sümpfe und Torfmoore

Die Region Entlebuch ist bekannt für ihre Moorlandschaften. Die Bildung und Entwicklung der ausgeprägten Moore ist eng an die glaziale Vorgeschichte gebunden. So befinden sich die grossen zusammenhängenden Moor- und Torfgebiete dort, wo Staunässe auf Grundmoräne auftritt oder wo Seitenmoränen den Molassefels und die Schichten des Schlieren-Flyschs seitlich säumen und so hydrologische Barrieren bilden. Detaillierte Informationen zu den Feuchtgebieten in der Region von Blatt Schüpfheim finden sich im Unterkapitel Sümpfe, Torfmoore und Moorlandschaften auf S. 72 ff.

Rezente Alluvionen

Rezente Alluvionen kommen hauptsächlich in den Talböden im Gebiet des Kartenblattes vor. Die Mächtigkeiten der rezenten Alluvionen sind gering und bewegen sich im Bereich von wenigen Metern bis vereinzelt einige Zehner von Metern. Beim Sediment handelt es sich meistens um Kieslagen mit einigen tonig-siltigen Zwischenfugen.

Künstliche Auffüllungen, Aufschüttungen

Künstliche Auffüllungen und Aufschüttungen kommen im Bereich von Farnacher (Koord. 2647.5/1202.2) sowie zwischen Escholzmatt und Schüpfheim (Koord. 2642.5/1198.8) vor. Dort führten künstliche Auffüllungen zur markanten neuen Gliederung der Geländeoberfläche.

Landschaftsentwicklung

Die Landschaft des Entlebuch wurde durch die letzteiszeitlichen Gletscher nachhaltig geprägt. So zeugen U-förmige Talquerschnitte und steile Talschultern von der erosiven Tätigkeit dieser Eismassen. Nach dem Rückzug der letzteiszeitlichen Gletscher setzte die Umgestaltung der Landschaft durch Flüsse und Bäche ein. Zeugen davon sind V-förmig eingeschnittene Täler, die vorher durch Gletscher geglättet wurden. Ein schönes Beispiel befindet sich entlang der Entle bei Finsterwald (s.u.). Dort hinterliess der Entlegletscher nach seinem Rückzug ein Hängetal mit ca. 100–150 m mächtiger Moräne. Dieses Tal wird seit dem Abschmelzen der Gletscher durch die Entle und ihre Zuflüsse V-förmig eingeteuft. Damit gleichen die Flüsse den topografischen Sprung zwischen dem tieferliegenden Entlebucher Haupttal und dem Hängetal rund um Finsterwald wieder aus. Ein weiteres Beispiel bietet die Schlucht entlang der Grossen Fontanne. Beide Erosionseinschnitte wurden in den letzten Jahren detailliert untersucht (NORTON et al. 2008, VAN DEN BERG et al. 2012); die wichtigsten Resultate sind nachfolgend dargestellt.

Des Weiteren befinden sich grössere Rutschungen beziehungsweise Rutschmassen sehr häufig in Gebieten, wo der geologische Untergrund aus den Sandstein-Mergel-Wechsellagerungen mächtiger Flyschsequenzen aufgebaut ist. Diesbezüglich bietet die Schimberig-Rutschung zwischen Schimberig und Äschitanne (Koord. 2650.2/1199.4) ein sehr schönes Beispiel, wie geologischer Untergrund und starker Niederschlag eine Rutschung innert kurzer Zeit zum Auslösen bringen können, wie dies 1994 der Fall war. Das entsprechende Beispiel ist in der Folge illustriert.

Grössere Rutschungen im Kartengebiet

Im Gebiet von Atlasblatt Schüpfheim und der unmittelbar südlich angrenzenden Region sind vier Gebiete ausgeschieden und beschrieben worden, welche durch grössere Massenbewegungen charakterisiert sind (Fig. 17). Sackungen und Felsstürze im Bereich des südwestlichen Kartengebietsrandes führten im Jahre 1980 zu Murgängen und zur Trübung des Vorfluters.

Die Schimberig-Rutschung ist dabei wohl die am besten untersuchte Schuttrutschung in der Schweiz. So zeigen Jahrringmessungen an Baumstämmen (die ältesten Fichten datieren auf das Jahr 1869), dass der Untergrund schon in der Vergangenheit dauernd in Bewegung war (SAVI et al. 2013). Die grössten Bewegungen erfolgten aber im Jahre 1994, als eine längere Niederschlagsperiode den Untergrund stark durchnässte (SCHWAB et al. 2008). Dabei hat sich die Oberfläche in sehr kurzer Zeit von ein paar Wochen und Monaten um mehrere Meter abgesenkt. Wieso diese Rutschung in derart kurzer Zeit abgeglichen ist, konnte nicht abschliessend geklärt werden. Vermutlich kam es zu einer Stausituation von

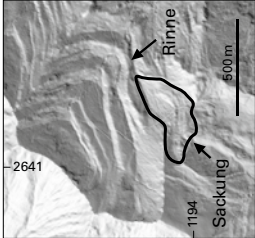
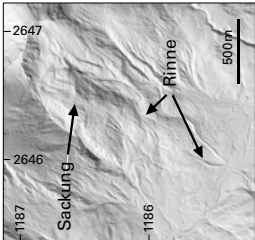
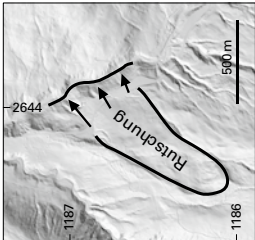
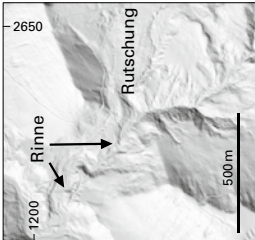
	Beichle	Sörenberg	Südelhöhe	Schimberig
Hauptprozess	Sackung in Konglomeraten der USM	Sackung im Schlieren-Flysch	Rutschung im Schlieren-Flysch	Schutttrutschung im Flysch
Sekundärprozesse		Schlamm- und Schuttströme		Schlamm- und Schuttströme
Chronologie	2.6.1980: Sackung 29.6.1980: Schuttströme	1986: Sackung 1999: Sackung und Schuttströme	Rutschungsgeschwindigkeit: ca. 20 mm pro Jahr	1994: Schutttrutschung Aug. 2005: Schuttströme
Schattiertes Geländemodell (swissALTI3D)				
Rinnensystem; Verbindung zum Vorfluter	Einzelne Rinne: Hellschwandbach (3,3 km)	Einzelne Rinne (900 m)	750 m lange Angrenzung an Vorfluter (Kl. Emme)	Schuttstrom, von kleineren Rinnen durchzogen
Referenzen	SCHLANKE (1982)	LINIGER (2000) ZIMMERMANN (2005)		LINIGER & KAUFMANN (1994a, b)

Fig. 17: Tabellarische Übersicht über die wichtigsten Massenbewegungen im Entlebuch, modifiziert nach SCHWAB et al. (2008).

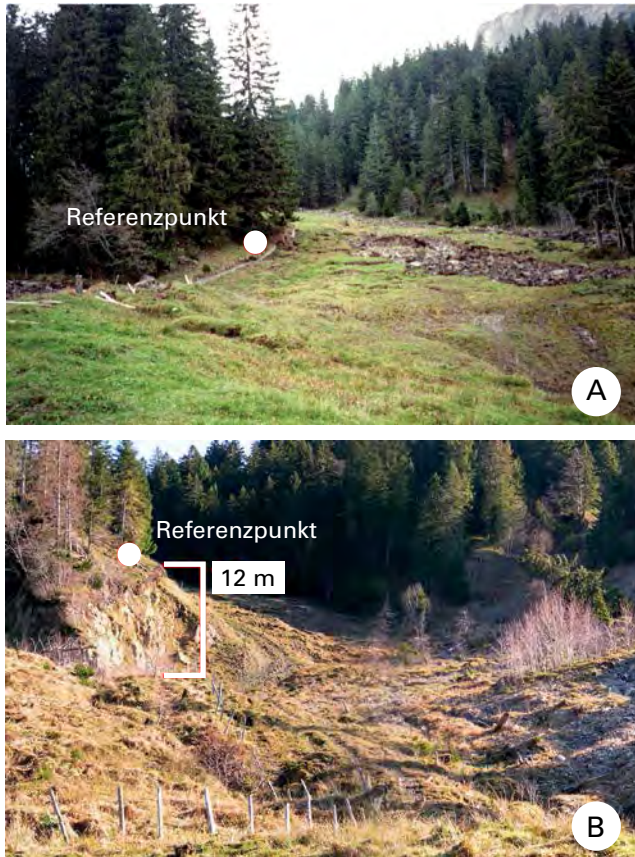


Fig. 18: Schimberig-Rutschung während des Ausbruchs 1994 (A) und danach (B), fotografiert 2003. Modifiziert nach SCHWAB et al. (2008).

Grundwasser, so dass sich im Untergrund ein hydrologischer Überdruck aufbaute und dadurch die Kohäsion des Untergrundes stark reduziert wurde. Fliessgefüge, welche in Figur 18 erkennbar sind, lassen den Schluss zu, dass das unverfestigte Lockermaterial, bestehend aus Lehm, Sand und Blöcken, als linear fließender Strom abgeglitten ist. Heute sind immer noch starke Bewegungen zu verzeichnen. Die Schimberig-Rutschung ist noch nicht zur Ruhe gekommen.

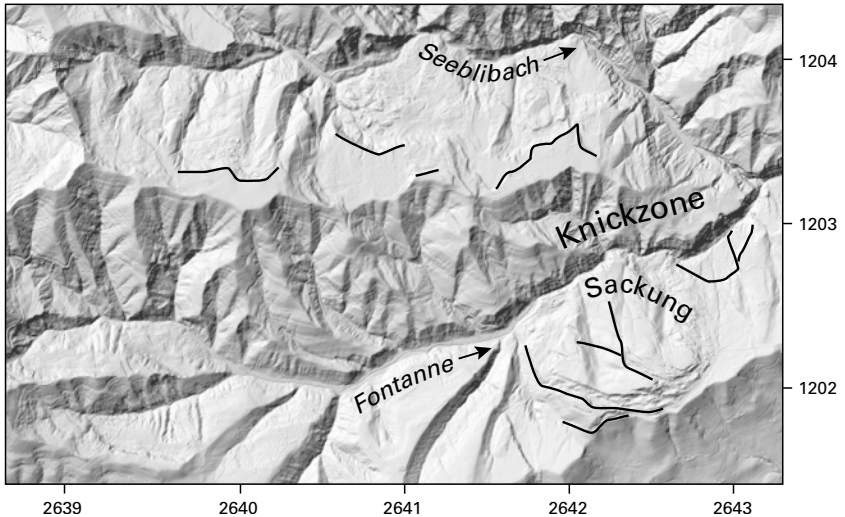


Fig. 19: Rückschreitende Erosion mit Knickzone im Flussprofil und Hanginstabilitäten im Tal der Grossen Fontanne, Napfbergland.

Rückschreitende Erosion entlang der Grossen Fontanne und durchschnittliche Abtragungsgeschwindigkeit

Hinweise auf rückschreitende Erosion, ebenfalls durch eine Tieferlegung der Erosionsbasis nach dem Rückzug der Gletscher verursacht, befinden sich insbesondere im Tal der Grossen Fontanne. Die entsprechenden geomorphologischen Spuren sind Segmente mit steilem Rinnengefälle sowie Hänge, die durch die Tieferlegung der Rinne instabil wurden. Ein klassisches Beispiel bietet der Fontanneeinschnitt oberhalb des Zusammenflusses mit dem Seeblibach (Fig. 19).

Für das Tal der Fontanne wurden die durchschnittlichen Abtragungsgeschwindigkeiten bestimmt (NORTON et al. 2008). Diese Autoren konnten mit Hilfe kosmogener ^{10}Be -Analysen zeigen, dass sich die durchschnittlichen flächenhaften Abtragungsraten zwischen 0,3 und 0,5 mm/a bewegen.

Rückschreitende Erosion im Einschnitt der Entle

Zwischen Finsterwald und Entlebuch muss die Entle eine Höhenstufe von mehreren hundert Metern überwinden. Diese Landschaftsstufe wurde ursprünglich durch unterschiedliche glaziale Erosion zwischen Haupttal (Gletscher aus dem

Waldemmetal) und Nebental (Entlegletscher) angelegt. Der Waldemmegletscher hatte ein grösseres Einzugsgebiet, erodierte stärker und hatte eine tiefer liegende Talsohle angelegt. Entsprechend höher gelegen war die Talsohle des Entlegletschers, da dieser aufgrund seines weitaus kleineren Einzugsgebiets eine geringere Erosionsleistung hatte. Dies führte zur Ausbildung einer topografischen Stufe bei Entlebuch, wo beide Gletscherströme zusammenflossen (Fig. 15). Diese Steilstufe glied die Entle nach dem Rückzug beider Gletscherströme durch rückschreitende Erosion aus. Es bildete sich eine V-förmige, ca. 150 m tiefe und nahezu 1000 bis 2000 m breite und mehrere Kilometer lange Schlucht. Die Front dieser rückschreitenden Erosion befindet sich zur Zeit bei Gfellen. Dort bilden Konglomeratstufen mehrere Wasserfälle und formen so die obere Begrenzung dieser Schlucht (Fig. 20).

Die fokussierte Erosion in dieser Schlucht führte dazu, dass die umgebenden Landschaftselemente von den geomorphologischen Prozessen in der Schlucht abgekoppelt wurden. Dies zeigt sich insbesondere in den Erosionsraten, die mit Hilfe von kosmogenem ^{10}Be an Flusssand gemessen wurden (VAN DEN BERG et al. 2012). Oberhalb der Erosionsfront liegt die Erosionsgeschwindigkeit bei ca. 0,3 mm/a. Innerhalb der Schlucht ist die durchschnittliche Erosionsgeschwindigkeit mit 1,2–2,0 mm/a deutlich grösser. Die Konglomeratbänke, welche die Wasserfälle verursachen und auch die heutige Erosionsfront bilden, werden zurzeit mit einer Geschwindigkeit von bis zu 3 mm/a abgetragen. Die entkoppelten Landschaftssegmente, welche seitlich an die Schlucht angrenzen, sind von dieser Erosion nahezu unbeeinflusst und werden mit einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von 0,15 mm/a abgetragen.

Mit der Bestimmung der Erosionsgeschwindigkeit stellt sich auch die Frage nach dem Alter der Entleschlucht. VAN DEN BERG et al. (2012) argumentieren, dass die heutigen Erosionsraten nicht ausreichen, um die Bildung der Schlucht nach dem Abschmelzen der Gletscher vor ca. 14 ka zu erklären. Mit Hilfe von Erosionsmodellierungen konnten VAN DEN BERG et al. (2012) zeigen, dass eine beschleunigte Erosion unmittelbar nach dem Abschmelzen der Gletscher zu einem Flussprofil geführt hat, welches die Ausgangslage für die heutige Flussgeometrie bildet und auch die Bildung der Schlucht unmittelbar nach dem Abschmelzen der Gletscher, also während des Holozäns, erklärt.

Lammschlucht zwischen Flühli und Schöpfheim: Hinweise auf subglaziale Erosion

Die Lammschlucht zwischen Flühli und Schöpfheim fällt durch ihre wilden Formen, ausgesetzten Flanken, Wasserfälle und die tosende Waldemme auf. Sie bildet die Passage der Waldemme durch die harten und erosionsresistenten Konglomeratlagen der Beichlen-Formation (USM I) und wurde während der letzten Jahre geomorphologisch untersucht (CHRISTENER 2011, DÜRST STUCKI 2012).

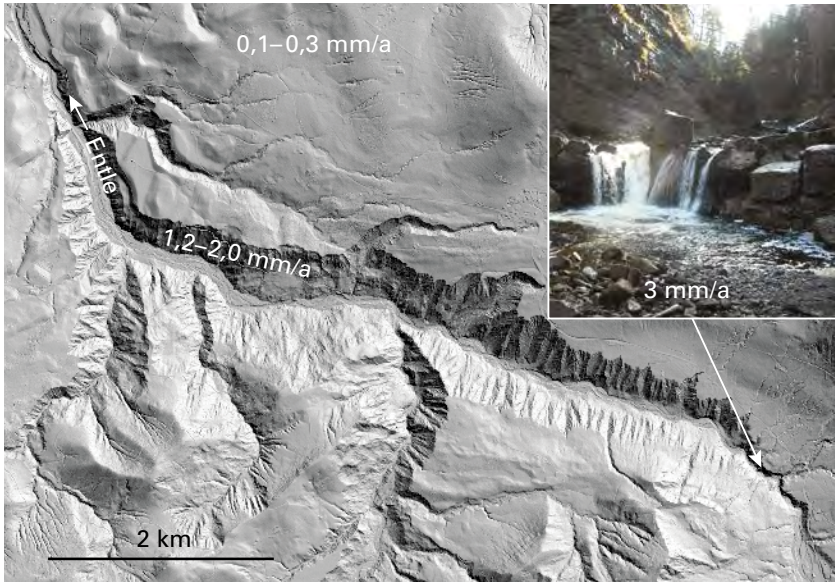


Fig. 20: Rückschreitende Erosion und Bildung der Entleschlucht. Die Erosionsraten basieren auf Messung von ^{10}Be -Konzentrationen in Quarz, extrahiert aus Sedimenten der Entle. Der Wasserfall bildet die aktuelle Erosionsfront. Abrasionsraten bewegen sich dort um 3 mm/a (VAN DEN BERG et al. 2012).

Im Hangenden ist Sandstein und Mergel der Hilfern-Formation aufgeschlossen (UMM III); im Liegenden steht Grisigen-Mergel (UMM II) und nördlich anschließend weicher Sandstein der Formation der Granitischen Molasse (USM II) an. Die Erosionsresistenz der USM-Konglomerate führt zu einer Abnahme des Talquerschnitts von über 5 km auf weniger als 2 km. Unterhalb der Verengung nimmt die Talbreite wieder auf mehrere Kilometer zu.

Durch diese Verengung muss sich die Waldemme zwingen. Interessanterweise kann dabei der Flusslauf in zwei Abschnitte gegliedert werden. Zwischen Hinterlamm bei der Brücke über die Waldemme und Untertendli oberhalb des Wasserfalls des Staubbaches fließt die Waldemme weitgehend auf dem Fels und «mäandriert» dabei um die Konglomeratbänke herum. Die Konglomeratbänke bilden Stufen und führen zur Bildung von Wasserfällen. Unterhalb von Untertendli ist der Flussverlauf dagegen gerade, und die Waldemme fließt weitgehend auf

ihrem Schotterbett. Bei Chlusbode³⁾ ist diese Schottersequenz bis zu 5–6 m mächtig, wie seismische Untersuchungen zeigten (DÜRST STUCKI et al. 2012). Der geologische Untergrund tritt einen Kilometer weiter flussabwärts wieder zu Tage. Bei Chlusbode liegt damit eine geringe Übertiefung vor.

Die geomorphologischen Beobachtungen rund um die Lammschlucht ermöglichten DÜRST STUCKI et al. (2012) unterschiedliche Erosionsprozesse während und nach den Eiszeiten zu identifizieren. Während der Eiszeiten mussten die Eismassen durch die enge Schlucht hindurchfliessen. Die erosionsresistenten Konglomeratlagen bewirkten, dass sich die Eismassen oberhalb der Schlucht verdickten. Damit wurde ein gleichbleibender Eisfluss ermöglicht (Massenerhaltungsgesetz). Die Zunahme der Talbreite unterhalb des Einschnittes hatte eine schnelle Abnahme der Eisdicke zur Folge, was sich ebenfalls durch das Massenerhaltungsgesetz erklären lässt und zudem durch lateral abfallende Seitenmoränen im Gelände dokumentiert ist. DÜRST STUCKI et al. (2012) konnten zeigen, dass die Abnahme der Eisdicke dazu führte, dass das Erosionspotential des subglazialen Schmelzwassers zunahm. Die Folge davon war die geradlinige Erosion in der unteren Hälfte der Schlucht sowie die Ausbildung der Übertiefung (Erosion durch subglaziales Schmelzwasser, Fig. 21) unmittelbar am unteren Ende dieser Verengung. Während Warmzeiten und insbesondere während des Holozäns wurde diese Übertiefung mit Schotter gefüllt. Gleichzeitig verlagerte sich die Flusserosion in die obere Hälfte der Lammschlucht. Dies führte zur mäanderförmigen Ausbildung des Flussverlaufs im oberen Bereich der Lammschlucht. Damit könnte der Einschnitt entlang dieser Schlucht während mehrerer Glazial- und Warmzeiten entstanden sein (MONTGOMERY & KORUP 2011).

Sümpfe, Torfmoore und Moorlandschaften

Die Verordnung über den Schutz der Moorlandschaften von besonderer Schönheit und von nationaler Bedeutung vom 1. Mai 1996 führt zwischen Thunersee im Südwesten und Vierwaldstättersee im Nordosten die Moorlandschaften Rotmoos-Eriz, Habkern-Sörenberg, Hilferenpass, Klein Entle und Glaubenberg auf. Diese fünf Moorlandschaften belegen in den Kantonen Bern, Luzern und Obwalden eine Fläche von rund 29000 ha. Stellt man diese Zahl den 58400 ha aller übrigen 85 Moorlandschaften der Schweiz gegenüber, so ist klar, wohin sich das

³⁾ Chlus = Engpass, Schlucht, Berglücke und in einer weiteren Bedeutung: Schleuse in einer Schlucht, wo der Abfluss des Wassers so lange versperrt wird, bis der Durchbruch stark genug ist, eine Menge aufbewahrten Holzes mitzureissen. Der Name bezeichnete zuerst den Engpass der Waldemme in der heutigen Lammschlucht. Diese natürliche Klusstelle wurde früher für die Holzflösserei ausgenutzt. Auch in anderen Entlebucher Bergbächen war es üblich zu chlusen, d.h. die Wassermassen zu stauen, um ihre Menge für die Flösserei zu vermehren (WASER 1996, S. 535), wie z.B. die Grosse Entle unterhalb Chlutmättli (Koord. 2649.265/1196.425/1405 m).

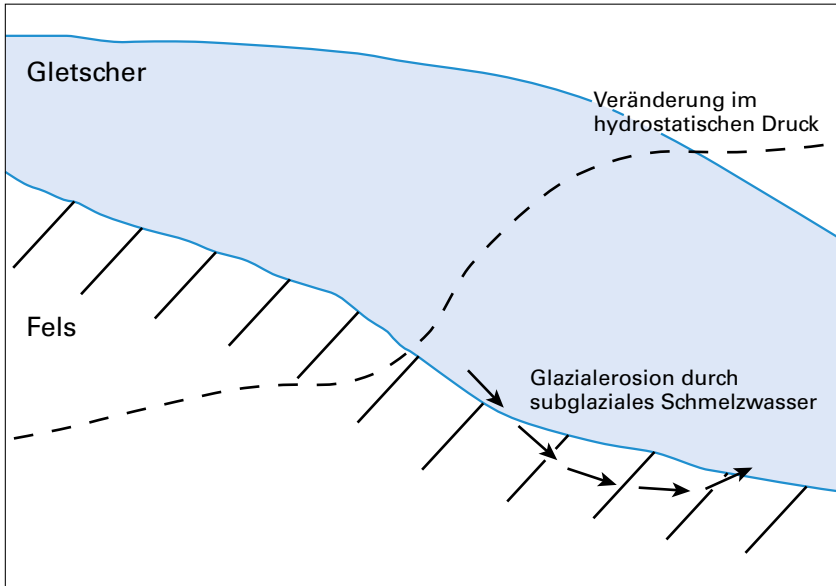


Fig. 21: Mechanismen der subglazialen Erosion, wobei hydrostatisch gespanntem subglazialen Schmelzwasser eine bedeutende Rolle zukommt (nach DÜRST STUCKI et al. 2012).

Moorzentrum der Schweiz mit der Entwässerung von landesweit über 250 000 ha Feuchtgebieten im Laufe der letzten 200 Jahre (GRÜNIG 2007, BÉGUIN & SMOLA 2010, SEITZ 2013) verschoben hat: Heute liegt jede dritte Moorlandschafts-Hektare zwischen den beiden genannten Seen, und damit zu einem guten Teil im Entlebuch.

Das Atlasblatt Schüpfheim wird im Südosten von zwei Moorlandschaften gesamtschweizerischer Bedeutung geprägt. Vollständig innerhalb des Kartengebiets liegt die 2180 ha grosse Moorlandschaft Klein Entle. Südöstlich davon erstreckt sich über rund 4000 ha ein Teil der Moorlandschaft Glaubenberg, die insgesamt 13000 ha umfasst. Ein Blick über den Kartenrand hinaus bestätigt, dass dies mit Abstand die grösste Moorlandschaft der Schweiz ist. Sie allein würde etwa zwei Drittel der Fläche eines Landeskartenblattes im Massstab 1:25000 einnehmen.

Zur Zeit der Anbauschlacht⁴ liessen die Schweizerische Botanische Gesellschaft und der Schweizerische Bund für Naturschutz landesweit über 200 Moorgebiete hinsichtlich Erhaltungszustand, Gefährdung und Schutzwürdigkeit untersuchen. Die Situation der Moore zwischen Waldemme und Sarner Aa fasste LÜDI (1944) wie folgt zusammen: «Das Gebirgsland zwischen der Waldemme und dem tiefen Taleinschnitt von Obwalden ist ausserordentlich reich an Moorbildungen. [...] Zum grössten Teile handelt es sich um Gehängemoorbildungen, die zu den Flachmooren zu rechnen sind. Sie werden gewöhnlich als Streuwiesen genutzt oder bilden schlechtes Weideland, durchziehen aber auch viele Wälder in allen Stadien der Versumpfung. Ein bedeutender Teil dieser Sümpfe hat Hochmoorcharakter. Die meisten Hochmoore sind in Zerstörung begriffen oder bereits zerstört, während die Streuwiesen geschont werden, da sie dem Bauern, der in diesen Gegenden ja in normalen Zeiten keinen Getreidebau kennt, eine natürliche Ergänzung zu seinem Landwirtschaftsbetrieb bilden. Immerhin repräsentiert ein sehr grosser Teil dieser Sümpfe und Sümpfchen unproduktiven Boden und auch bei Schonung der vom Standpunkte des Naturschutzes wertvolleren Objekte ergeben sich noch zahllose Möglichkeiten der Bodenverbesserung durch Entwässerung.»

Heute ist das Entlebuch bekannt für ausgedehnte Flachmoore (Hangsümpfe) aller Art, insbesondere aber für seine Hoch- und Übergangsmoore sowie – spätestens seit der Anerkennung als UNESCO-Biosphärenreservat im Jahr 2001 – auch für seine Moorlandschaften. Versumpfungen und Vermoorungen sind nicht allein an Geologie, glaziale Vorgeschichte und die resultierenden Reliefformen gebunden (KELLER & KRAYSS 1997), sondern auch abhängig vom allgemeinen Relief sowie von der Entwicklung von Klima, Vegetation und Boden im Holozän. Seit dem Mittelalter sind zudem sehr viele Feuchtgebiete durch Rodung und Weidgang geprägt, später als Streuwiesen oder Futtermöser hergerichtet oder gar geschaffen, aber auch bereits im 19. und v.a. im 20. Jahrhundert entwässert, abgetorft und zerstört worden (s. Kapitel Mineralische Rohstoffe, S. 91 ff.).

Die beiden klimatisch ähnlichen Stationen Napf (1407 m ü. M., Koord. 2638.13/1205.97), ganz im Nordosten von Kartenblatt Schüpflheim, und Schwendi Kaltbad (1440 m ü. M., Koord. 2652.56/1194.39), im Südosten, liegen sich nicht nur diagonal

⁴) Als im Jahre 1941 der Plan Wahlen die intensive Nutzung weiter Landstriche vorsah, führte der Schweizerische Bund für Naturschutz (heute Pro Natura Schweiz) eine «Enquête über die durch landwirtschaftliche Meliorationen gefährdeten Biocoenosen» durch, mit dem Ziel, auch in den harten Zeiten für die Erhaltung einer repräsentativen Reihe von Lebensräumen zu sorgen.

Die Torfmoore der Schweiz erschienen durch Meliorationsprojekte, Torfstecherei sowie durch eine Bundesverordnung über Torfausbeutung besonders gefährdet. Daher erteilte im Jahre 1942 die Schweizerische Botanische Gesellschaft und der Schweizerische Bund für Naturschutz den Herren Lüdi, Bernard und Zimmerli den Auftrag, eine Liste aller schutzwürdigen Moore der Schweiz zusammenzustellen. Aus dieser Liste sollten die allerwichtigsten Objekte ausgewählt und ihr Schutz angestrebt werden (SCHWEIZ. BUND FÜR NATURSCHUTZ 1973).

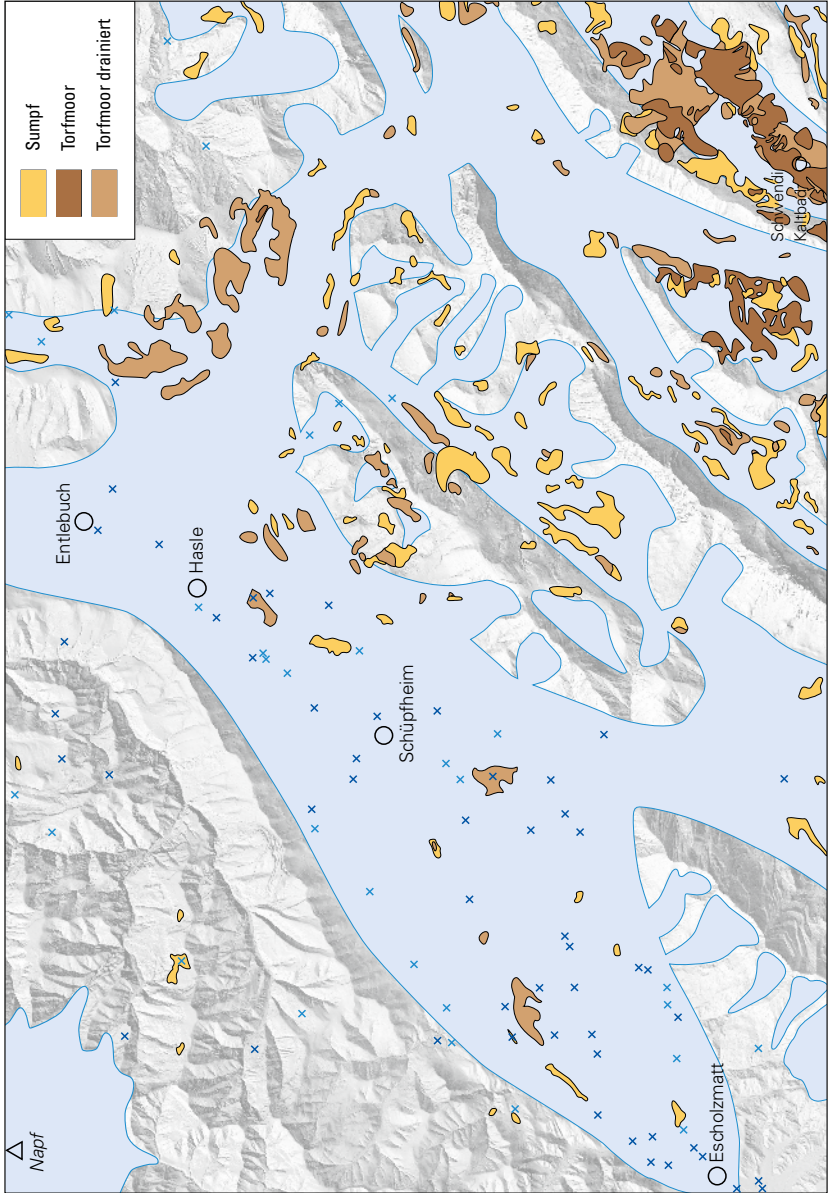
gegenüber, sondern zeigen v.a. ein sehr charakteristisches und differenziertes Muster bezüglich Bildung, Entwicklung und Verbreitung von Sümpfen und Mooren (Fig. 22).

Das Napfbergland, im LGM nur lokal verfirnt und weitgehend eisfrei geblieben, verdankt sein ausgeprägtes Relief fluviatiler Erosion. Tief erodierte Täler und steile Talflanken beschleunigen nicht nur den Oberflächenabfluss, sondern lassen auch kaum Platz für Flächen unter 18% Hangneigung. Terrainverflachungen oder gar Mulden, die den Wasserabfluss verzögern helfen, sind hier rar, wären aber neben dem sehr feuchten Klima entscheidend für das Aufwachsen von Mooren. Von Natur aus entwickelten sich in der Nordwestecke des Gebiets von Blatt Schüpheim somit wenige, eher kleinere Sümpfe und Moore, an die heute meist nur noch Flurnamen, vielfach endend auf -moos oder -mösl, erinnern.

Ganz anders präsentiert sich die Situation im Südosten des Kartengebiets rund um das Schwendi-Kaltbad, einem ehemaligen Kur- und Badgasthaus, das im 17. Jahrhundert im grössten Hochmoorkomplex des Kantons Obwalden errichtet wurde und 1970 abgebrannt ist. Seine heilkräftige, erdige Eisenquelle wurde bereits 1642 gefasst. Gesundheitsfördernde Moorbäder machten den Betrieb im Laufe des 18. Jahrhunderts bekannt. Der Torfabbau, der bis zum Brand des Kurhauses hauptsächlich für balneologische Zwecke, z.T. aber auch zum Heizen betrieben worden war, hat in der Landschaft deutliche Spuren hinterlassen. Dies belegen alte Torfstichwände und -kanten, die z.B. bei Koord. 2652.480/1194.425 am Zerfallen sind.

Im obersten Grossschlierental dürften Entwicklungs- und Wachstumsphasen der Moore ähnlich wie beim Ochsenalpmoor verlaufen sein, das sich ein Kilometer südlich der Kapelle Schwendi-Kaltbad auf 1300 m ü.M. befindet. Nach Untersuchungen von FÄH (1984) begann hier die Moorbildung im Präboreal, also vor rund 9000 Jahren. Bis heute akkumulierten etwas mehr als 2 m Torf. Sowohl der Ochsenalp als auch dem Grossschlierental liegen klassischer, undurchlässiger Schlieren-Flysch und Moräne zugrunde. Zudem dürften sich die beiden Stationen dank ähnlicher Exposition auch klimatisch nur wenig voneinander unterscheiden, trotz der Höhendifferenz von etwa 150 m. Deshalb darf wohl angenommen werden, dass die Moorgesichte im Grossschlierental ebenfalls im Präboreal begann. Auf dem zähen und wasserundurchlässigen Flysch entwickelten sich zunächst in Flachlagen und Senken Hochmoore und Gley-Podsole an den mit Wald bestockten Hängen. Infolge Rodung, Mahd und Beweidung entwickelten sich auf den Podsolen Flachmoore. In vielen Flachmooren finden sich in 30–50 cm Tiefe, im Torf gut konserviert, Wurzeln, Äste und sogar ganze Baumstämme, so dass angenommen werden darf, dass in früherer Zeit die heute offenen Partien des Gebiets bewaldet waren (GRÜNIG 1955).

Schliesslich vermoorten im oberen Grossschlierental nicht nur die Talsohle sondern auch die daran anschliessenden Hänge weitgehend. Der Moorkomplex erstreckte sich von Langis im Südwesten (knapp jenseits des Kartengebietsrandes)



über eine Distanz von mehr als zweieinhalb Kilometern bis zu den Mooren im Seeliwald (Koord. 2653.875/1195.350). Stellenweise war er bis zu 750 m breit und setzte sich talabwärts – über den Seeliwald hinaus – weiter fort. Die Torfkörper dürften zumindest stellenweise mehrere Meter mächtig gewesen sein. «Ein prachtvolles Hochmoor steht gleich südlich der Kapelle an auf ca. 1 km. Von der Schlieren aus nach Osten erkennt man gut die gewölbte Form des Moores und es gibt einzelne Aufschlüsse, welche zeigen, dass der mehr als 2 m mächtige Torf⁵⁾ in seinen oberen Schichten bald wesentlich aus *Eriophorum vaginatum* und Sphagneen [charakteristische Torfmoose von Hochmooren], bald aus *Scheuchzeria palustris* [Indiz für Übergangsmoore] gebildet worden ist.» (FRÜH & SCHRÖTER 1904, S. 662).

Noch um 1900 prägten Hochmoorwälder das Landschaftsbild im Umfeld von Schwendi-Kaltbad, aber bereits damals waren viele Moorflächen «von dem weidenden Vieh stark zerstört, durchwühlt, halb Torfwüste, halb Hochmoorwald» (FRÜH & SCHRÖTER 1904, S. 662). Später wurden sie zur Gewinnung von Weideland z.T. melioriert oder durch Torfausbeutung weiter beeinträchtigt und zerstört. 1944 befand W. Lüdi, die Moore seien «namentlich auch durch den Weidegang stark geschädigt» (LÜDI 1944, S. 6). Schliesslich waren die Hochmoorflächen nicht mehr zusammenhängend und mussten gemäss Inventarisierungsregeln für das Hochmoorinventar als vier getrennte Teilobjekte behandelt werden (VETTERLI 1981).

Überblickt man den gesamten Perimeter des Atlasblattes Schüpffheim, so sind (beziehungsweise waren) die Sumpf-, Moor- und Torfgebiete hauptsächlich dort zu finden, wo die Ansammlung von Wasser begünstigt war und ist. Also in Mulden, welche der Gletscher abgedichtet hat, auf Grundmoränen, die zu Stau-nässe neigen, oder dort, wo Seitenmoränen den Molassefels und die Schichten des Schlieren-Flyschs seitlich säumen und so hydrologische Barrieren bilden.

Die Böden über dem Flysch und der Moräne sind in der Regel tonreich, bindig, schwer und häufig flachgründig. Sie vernässen daher bereits von Natur aus leicht. Rodung und die damit einhergehende Reduktion der jährlichen Gebietsverdunstung um bis zu 500 mm (KELLER 1978) – immerhin ein Viertel der mittleren

⁵⁾ Eine Sondierung eines hydrologischen Grundbruchereignisses in einem etwa 1,5 km entfernten Kesselmoor auf der Rossalp (Koord. 2650.92/1194.37/1500 m) im Oktober 2015 ergab eine Torfmächtigkeit von über 6 m.

Fig. 22: Eisbedeckung (cf. Fig. 15) im Gebiet von Blatt Schüpffheim im LGM (graublau Flächen) und ehemalige sowie aktuelle Verbreitung der Feuchtgebiete und Moore. Dunkelblaue Kreuze stehen für Feuchtgebiete, die bereits im 19. Jahrhundert (d.h. vor den Erhebungen zur Erstedition der Siegfriedkartenblätter) abgegangen sind und an deren Existenz heute nur noch Flurnamen erinnern (WASER 1996, <https://staatsarchiv.lu.ch/projekte/namenbuch>). Hellblaue Kreuze symbolisieren Feuchtgebiete, die im Rahmen des ausserordentlichen Meliorationsprogrammes (Plan Wahlen, Anbauschlacht) in der Periode von 1940 bis ca. 1952 entwässert, abgebaut und zerstört worden sind.

Jahresniederschlagsmenge im Entlebuch – sowie intensiver Weidgang, welcher die plastischen Böden verdichtet und ihre Wasserdurchlässigkeit hemmt, fördern die Vernässung zusätzlich. Ausgedehnte versumpfte Alpweiden, Flach- und Hochmoore und in Vermoorung begriffene Weidewälder sind deshalb für das Flyschgebiet charakteristisch. Wegen der extremen Bodenverhältnisse, aber auch infolge der ungeeigneten Eingriffe des Menschen in die Natur, fliesst heute ein grosser Teil des hohen Jahresniederschlags oberflächlich und – vielfach noch durch Drainagegräben beschleunigt – turbulent statt laminar ab, was bei den häufig auftretenden Unwettern zu Hochwassern führt.

Geradezu lehrbuchmässig zeigen das Atlasblatt Schöpfheim beziehungsweise die Figur 22, dass Sümpfe und Moore nicht allein wasser- beziehungsweise niederschlagsgesteuert, sondern auch von Geologie, Eis und Relief geprägt sowie von Zeit und Mensch meist sehr stark beeinflusst sind.

TEKTONIK

Molassebecken

Die tektonische Architektur der Molasse des Entlebuch illustriert die gesamte Komplexität der Molassedeformation. Wie auch in anderen Bereichen der Alpen nimmt die Deformation sowie die tektonische Verkürzung der Molasse von Süden nach Norden ab (Fig. 23). Die Molasseschichten sind am Alpenrand in Schuppenpakete zerlegt und liegen im nördlich angrenzenden Mittelland flach. Der Übergang zwischen verschuppter subalpiner und flachliegender mittelländischer Molasse bildet eine Dreiecksstruktur (Triangelzone), die sich durch fortschreitendes «Unterschieben» verschuppter Molassepakete bildete. Die daraus resultierende Verkürzung wurde durch eine südvergente Rücküberschiebung kompensiert.

Die Schichtabfolgen in den einzelnen Molasseschuppen werden von Süden nach Norden sukzessive jünger. So umfasst die südlichste Schuppe (Hilfernschuppe) die Molassesequenzen der Unteren Meeresmolasse (UMM) und den älteren oder unteren Anteilen der Unteren Süswassermolasse (USM I) (Fig. 23). Gegen Norden hin werden die in den Schuppenbau involvierten Schichten jünger (jüngere beziehungsweise obere Anteile der Unteren Süswassermolasse [USM II] im Bereich der Triangelzone sowie Obere Meeresmolasse [OMM] und Obere Süswassermolasse [OSM] in der mittelländischen Molasse).

Die Hauptdeformation erfolgte vermutlich entlang der Überschiebungsfläche der Beichlen-Farneren-Schuppe. Diese kann auch als Hauptüberschiebung der subalpinen Molasse gedeutet werden und ist in mehreren tektonischen Übersichtskarten in der Literatur als solche ausgeschieden worden (z.B. GASSER 1966). An der Basis dieser Überschiebung liegt deshalb auch ein tektonisches Melange (Fig. 24 u. Taf. I), die Hornbüel-Schuppenzone mit Fragmenten aus der UMM und Konglomeraten der Beichlen-Formation.

Entlang des Streichens vollzieht sich ein Wechsel im Bau der subalpinen Molasse. So besteht diese Einheit im westlichen Teil des Atlasblattes Schüpfheim aus zwei Schuppenpaketen. Gegen Osten hin geht die südlichere Schuppe allmählich in einen Faltenbau über. Dabei nimmt die Verkürzung sukzessive ab. Das zeigt sich auch darin, dass von Nordosten gegen Südwesten zunehmend ältere Schichten an die Oberfläche gehoben und exhumiert wurden (Fig. 23). Es scheint, dass die geringere Verkürzung der subalpinen Molasse, wie sie im Osten in der Region Entlebuch beobachtet wird, durch stärkere Deformation in der Triangelzone kompensiert wurde. In der Tat fällt die Rücküberschiebung bei Entlebuch steil nach Norden ein und ist zum Teil sogar 70–90° verkippt (Fig. 23). Dagegen ist bei Schüpfheim der Einfallswinkel der Rücküberschiebung bedeutend flacher

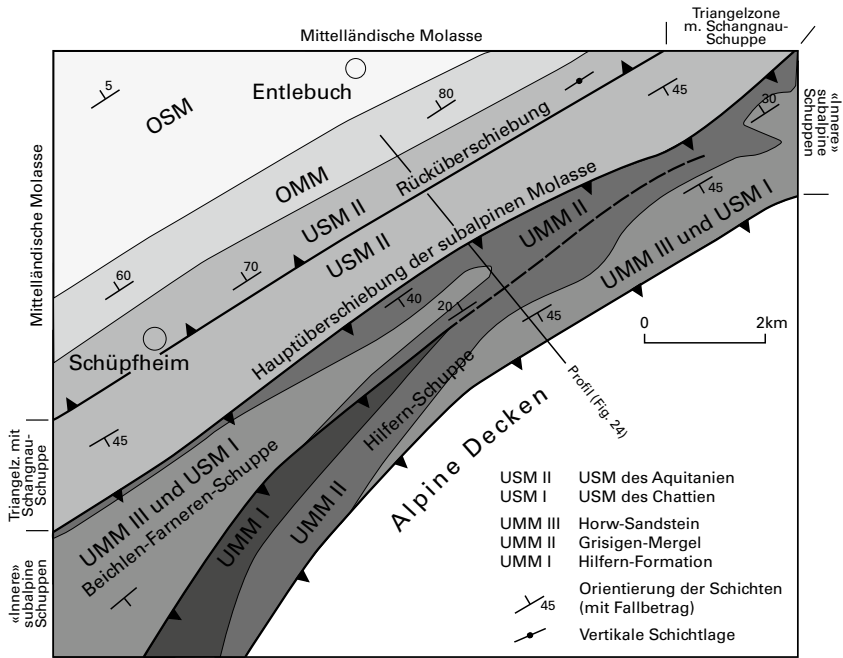
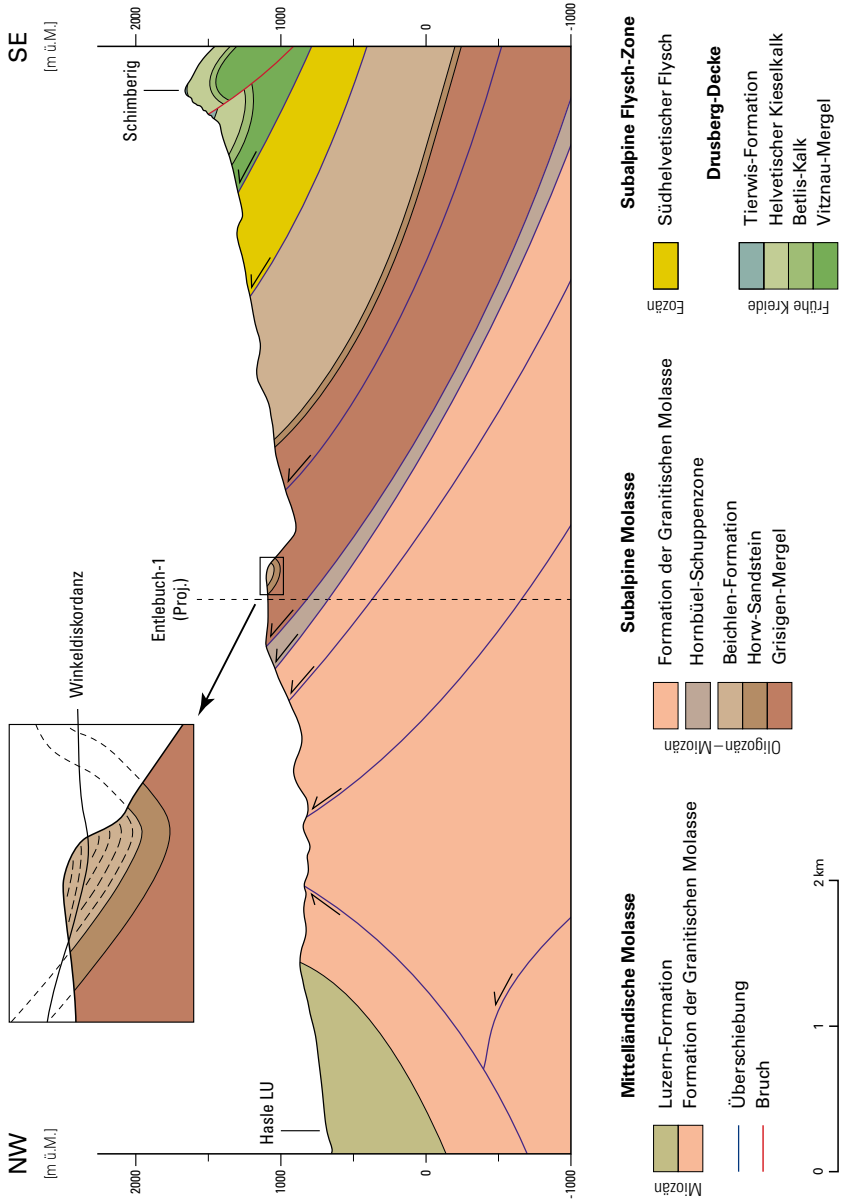


Fig. 23: Schematische tektonische Karte der Molasse des Entleuchs (modifiziert nach GASSER 1968).

(60–70°). Dies impliziert, dass die Verkürzung in der Triangelzone von Osten gegen Westen abnimmt.

Die Chronologie der Molassedeformation ist in der jüngsten Forschung wieder ins Zentrum des Interesses gerückt. Interessant in diesem Zusammenhang ist die Winkeldiskordanz innerhalb der Beichlen-Formation südlich des Zusammenflusses zwischen Kleiner und Grosser Entle (Koord. 2649.575/1201.375). Dort liegen nach Südwesten einfallende Konglomeratlagen auf saiger stehender Wechselagerung von Konglomerat und fleckigem Schlammstein (Kasten mit Detailskizze in Fig. 24). Dies impliziert syndesimentäre Deformation der Molasse. Aufschlussreich in diesem Zusammenhang ist auch die Beobachtung, dass in distaleren Bereichen sukzessive jüngere Schichten auftreten. Dies kann so gedeutet werden,

Fig. 24: Tektonisches Profil durch die Molasse des Entleuchs. Die Lage des Profils ist in Fig. 23 ersichtlich.



dass eine Sequenz unmittelbar nach der Ablagerung gehoben und erodiert wurde, und zwar kontinuierlich von Süden nach Norden (In-Sequence-Deformation).

Weitgehend geklärt ist heute, wann die Ablagerung in der mittelländischen Molasse aufgehört hat. Zur Beantwortung dieser Frage bestimmten CEDERBOM et al. (2004) die thermische Struktur der Molasse für Bohrungen und Profile ca. 30 km weiter östlich (Boswil-1, Hünenberg-1, Rigi-Weggis). Aus diesen Informationen (Tiefe der Paläoschiessungstemperatur für Apatit-Spaltspuren) lässt sich die Zeit bestimmen, wann das Molassebecken gehoben und erodiert wurde und wieviel Sediment seit dieser Zeit abgetragen wurde. Nach CEDERBOM et al. (2004) wäre demnach die mittelländische Molasse erst vor etwa 5 Ma gehoben und um etwa einen Kilometer erodiert worden. Eine zurzeit offene Frage ist die Ursache der zahlreichen Winkeldiskordanzen zwischen subalpiner Molasse und den Helvetischen Decken. Neuste Untersuchungen von CEDERBOM et al. (2011) und von HAGKE et al. (2012) implizieren, dass nach der ersten Phase der Molassedeformation (Winkeldiskordanz, Fig. 24) eine weitere folgte, und zwar erst im Pliozän. Dies impliziert, dass die subalpine Molasse mehrere Deformationsphasen erfuhr.

Unterhelvetikum

Subalpine Flysch-Zone

Die subalpine Flysch-Zone liegt unterhalb der Drusberg-Decke als stark verfaltete und zerscherte Sequenz aus tonigem Mergel und Sandstein vor. Am Fuss des Risetenstocks sind konglomeratische Schürflinge aus Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (USM) zu beobachten. Lateral zusammenhängende Schichten können nicht kartiert werden. Begrenzungen im Liegen und Hangenden sind durch Überschiebungsflächen gegeben.

Oberhelvetikum

Drusberg-Decke

Der tektonische Bau des Risetenstocks und des Schimberigs wird neben zahlreichen Querstörungen durch einen engen Faltenbau charakterisiert, welcher seitlich in eine Überschiebung übergeht. Dabei bilden Tossen und Schafschimberig die Südschenkel dieser Falte. Das Scharnier streicht SW-NE entlang der topografischen Kulmination des Tossen und dem Grat des Schimberigs. An der Nordflanke beider Gebirgszüge lassen sich die steil nach NW einfallenden Schichten des Helvetischen Kieselkalks beobachten. Die Wellenlänge der Falte verkleinert sich sukzessive gegen SW, so dass der offene Faltenbau am östlichen Gebietsrand von Atlasblatt Schüpfheim in eine enge Falte und schliesslich in eine Überschie-

bung unmittelbar am westlichen Ende des Schimberigs übergeht. Dort endet die Falten- und Überschiebungstektonik. Der tektonische Wechsel zu einem einfachen Schuppenbau mit isoklinal nach SE einfallenden Schichten weiter westlich wird durch eine Querstörung zwischen der Loegg und der Schwänteggialp ermöglicht. Interessanterweise stellt dieser Bruch ebenfalls die seitliche Begrenzung der paläogenen synsedimentären Abschiebung dar.

Ultrahelvetikum

Habkern-Melange

Der «Wildflysch» ist, wie im Kapitel Stratigraphie beschrieben, durch exotische Schürflinge und insbesondere durch hausgrosse Fragmente aus Wang-Formation erkennbar. Die übrige mergelige Gesteinsmasse lässt sich makroskopisch nicht vom «Basalen Schlieren-Flysch» abtrennen. Der «Wildflysch» kann aber wegen der zum Teil intensiven Verfaltung und den hausgrossen Schürflingen als tektonisches Melange betrachtet werden. Andererseits lässt sich nicht ausschliessen, dass diese Blöcke während des Paläogens ursprünglich als Olisthostrome abgelagert wurden (s. Kap. Stratigraphie). So finden sich diese Blöcke an der Basis der Schlieren-Decke, wo die Mächtigkeit des «Basalen Schlieren-Flyschs» deutlich zunimmt und über hundert Meter erreichen kann. Es ist deshalb durchaus möglich, dass die laterale Mächtigkeitszunahme und das Auftreten dieser Blöcke auf synsedimentäre Abschiebungen zurückzuführen sind. Die Blöcke wären dann in Form von Olisthostromen in den Ablagerungsraum transportiert worden. Diese Abschiebungen wären dann im Verlaufe der Deckenbildung invertiert worden und hätten dabei die Front der Schlieren-Decke gebildet (z.B. WISSING & PFIFFNER 2002). Interessant in diesem Zusammenhang ist ebenfalls das schiefe Streichen der Störungszone, die dem Rotbach bei Mittelrotbach (Koord. 2651.5/1195.5) unterhalb des Glaubenbergpasses folgt und die beiden Faltenzüge voneinander abtrennt. Es ist nicht auszuschliessen, dass diese Bruchzone ebenfalls während der Sedimentation des Schlieren-Flyschs angelegt worden ist und während der Deckenbildung reaktiviert wurde. Die Klärung dieser Hypothese bedarf jedoch weiterer tektonisch-sedimentologischer Untersuchungen.

Unterpenninikum

Schlieren-Decke

Der tektonische Bau der Schlieren-Decke ist einerseits durch den «Wildflysch» an der Basis gekennzeichnet, andererseits auch durch einen Faltenbau mit Faltenachsen, die schief zur generellen Richtung der helvetischen Randkette ori-

entiert sind. So streichen die beiden Faltenzüge des Fürsteins und des Schlierengrates von SSW nach NNE. Die Nordschenkel fallen steil ein oder sind überkippt; die Südschenkel fallen mit einem Winkel von ca. 35° nach SE und ESE ein. Eine Bruchzone, die dem Rotbach unterhalb des Glaubenbergpasses folgt, trennt die beiden Faltenzüge voneinander ab. Diese Bruchzone streicht von SSW nach NNE und liegt damit ebenfalls schief zur tektonischen Orientierung des Helvetikums.

Störungszonen

Synsedimentäre Brüche

Südlich des Schimberigs lässt sich ein Bruch verfolgen, welcher die Sequenz zwischen Kreide und Paläogen scharf abschneidet. Die jüngsten Sedimente, die von diesem Bruch gekappt sind, entsprechen der Klimeshorn-Formation. Dieser Bruch lässt sich entlang des Südhangs des Schimberigs als gerade Linie bis zur Loegg verfolgen, wo er in einer Querstörung endet. An dieser Bruchfläche liegen hausgrosse Blöcke aus Kreidesedimenten (insbesondere der Schrattenkalk-Formation) und Klimeshorn-Formation. Westlich der Loegg liegen die paläogenen Sedimente konkordant aufeinander und bilden eine kontinuierliche Sequenz von flachmarinen Sedimenten zum offenmarinen Mergel der Stad-Formation.

Bei diesem Bruch dürfte es sich um eine synsedimentäre Abschiebung handeln (Fig.25), die sich vermutlich als Folge der Krümmung der Vorlandplatte während der Sedimentation bildete (SCHLUNEGGER & KISSLING 2015). Derartige Abschiebungen könnten bereits während der mesozoischen Dehnungsphase gebildet worden sein. Die Abschiebung im Paläogen wäre folglich eine Reaktivierung, hervorgerufen durch die Krümmung der Vorlandplatte. Westlich der Loegg scheint die Vorlandplatte allerdings flexurartig gekrümmt worden zu sein, wie der graduelle Wechsel von der flach- zur tiefmarinen Sequenz impliziert. Der syntonische Wechsel entlang des Streichens und die damit verbundenen differenziellen Bewegungen könnten durch die Querstörung zwischen der Loegg und der Schwänteggialp aufgefangen worden sein.

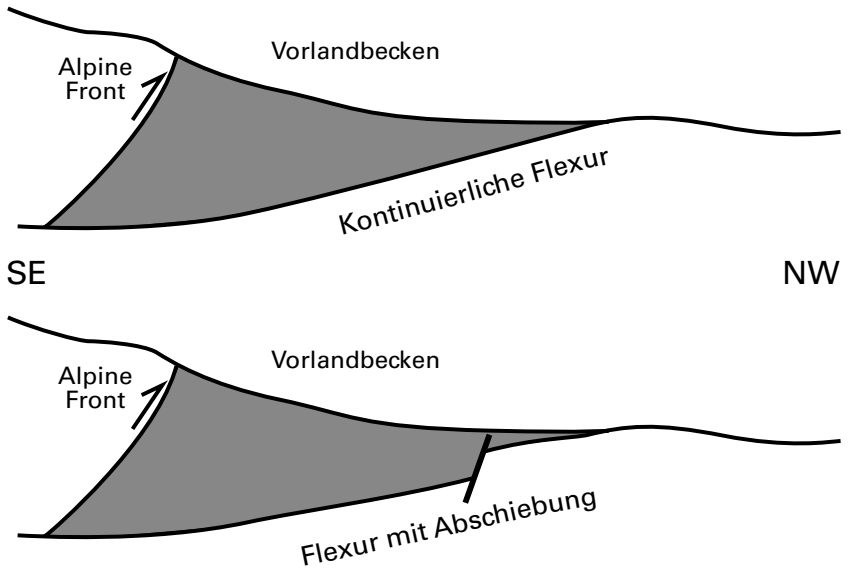


Fig. 25: Kontinuierliche Flexur (westlich der Loegg) und synsedimentärer Bruch (östlich der Loegg).

HYDROGEOLOGIE

Grundwasser in Alluvialebenen

Die grössten Grundwasservorkommen befinden sich im Talboden der Kleinen Emme zwischen Escholzmatt, Schüpfheim und Entlebuch. Oberhalb der Lammschlucht dürften ebenfalls grundwasserführende Schotter vorhanden sein. Unterhalb von Entlebuch fliesst die Kleine Emme auf dem Fels, so dass sich im Gebiet von Atlasblatt Schüpfheim das Vorkommen von grundwasserführenden Schottern auf eine relativ kurze Strecke zwischen den Hauptorten der Region bis zum Bahnhof Entlebuch beschränkt. Grössere Grundwasservorkommen sind ebenfalls im Fankhusgrabe vorhanden. Dort bilden die Talschotter gute Grundwasserleiter.

Oberflächennahe Wasserspeicher

Die hydrologischen Verhältnisse im Napfgebiet sowie in den Gebirgszügen der Beichle, der Farnere und des Heubodens sind durch oberflächennahe Abflüsse charakterisiert. Die kompakten Konglomeratsequenzen lassen offenbar keinen Grundwasserfluss entstehen. Dort wird das Regenwasser weitgehend in den kargen Böden und in vernässten Stellen gespeichert und von dort in das Rinnensystem abgegeben. Weitere oberflächennahe Wasserreservoirs, allerdings mit etwas grösserem Speichervolumen, bilden die zahlreichen Moore im Gebiet des Atlasblattes (s. Unterkapitel Sümpfe, Torfmoore und Moorlandschaften auf S. 72 ff.). Diese führen zu einer leicht ockerbraunen Verfärbung der Grossen Entle und der Waldemme.

Quellen

Als bedeutende Quellen sind die Schwefelquelle am Schimberig (Koord. 2650.28/1198.60) und die Schichtquellen im Schlieren-Flysch (Koord. 2648.75/1194.61, s.u.) zu erwähnen. Die Schwefelquelle am Fuss des Schimberigs fördert bis zu 4 l/min schwefelhaltiges Wasser. Schwefelhaltiges Wasser tritt ebenfalls an der gegenüberliegenden Seite der helvetischen Randkette im Rotbachtobel bei Flühli (Koord. 2645.93/1191.20) zu Tage. Die Quelle am Fuss des Schimberigs wurde gegen Ende des 18. Jahrhunderts zum ersten Mal erwähnt und das Quellwasser in den folgenden Jahren als heilkräftige Medizin verschrieben. Im Sommer

2005 wurde die Quelle nach einem heftigen Gewitter durch einen Murgang verschüttet. Im Jahre 2014 wurde die Quelle neu gefasst; das Wasser kann wieder bedenkenlos getrunken werden.

Weitere Schichtquellen kommen in den «Oberen Tonsteinschichten» des Schlieren-Flyschs vor. Schöne Beispiele finden sich am Fuss des Fürsteins bei Seebli (Koord. 2648.75/1194.61), wo die Grosse Entle ihren Ursprung hat, sowie im Gürmschwald westlich der Glaubenbergstrasse, wo mehrere Quellaustritte den Gerlisbach speisen. Hydrogeologische Messungen (NEUBERT et al. 2011) von Molybdänkonzentrationen sowie Isotopenfraktionierungen ergaben für die Entlequelle eine Konzentration von 2,49 nmol Mo pro Liter Wasser sowie ein $\delta^{98/95}$ Mo von $1,01 \pm 0,10\%$ (Beprobung im Juli 2007, NEUBERT et al. 2011). Des Weiteren wurden die Konzentrationen weiterer Anionen und Kationen bestimmt: 0,07 mMol Sulfat, 0,1 mMol Natrium, 0,01 mMol Kalium, 0,79 mMol Kalzium, 0,08 mMol Magnesium, 0,01 mMol Fluor, 0,02 mMol Nitrat. Die Temperatur des Wassers betrug $4,7^\circ\text{C}$ und die Sauerstoffkonzentration lag bei 7,5 mg/l. Die Autoren kamen zum Schluss, dass diese Zusammensetzung direkt auf das marine Ablagerungsmilieu des Grundwasserträgers zurückzuführen sei. Damit handelt es sich um ein Grundwasser, bei welchem die Verweildauer im Untergrund genügend lang ist, dass die geochemischen Eigenschaften des Gesteins in das Quellwasser übergehen können. Die Bäche im Bereich des Oberhelvetikums, so zum Beispiel der Älleggbach, werden grösstenteils durch Karstwasser gespeisen.

Karst und Höhlen

Verkarstung

Zu den verkarstungsfähigen Gesteinen im Perimeter des Blattes Schüpfheim gehört die Schrattenkalk-Formation. Sie ist – mit Unterbrüchen – in der steilen Nordflanke der Randkette vom Pilatus in Richtung Schratteflue und weiter nach Südwesten aufgeschlossen. Die Schrattenkalk-Formation wird in der Regel von nicht- oder kaum verkarstungsfähigen Formationen überlagert. Deshalb fehlen typische Karrenfelder, Dolinen und augenfällige Karstquellen, wie sie weiter westlich der Waldemme in der Schratteflue grossräumig vorkommen, weitgehend.

Karsthöhlen

Auch wenn oberirdische Karstphänomene fehlen, konnten sich unterirdisch Karstwasserwege entwickeln. Bekannt sind allerdings nur zwei Höhlen mit grösserer Ausdehnung: Sowohl das Edisloch (auch Äbnistettehöhle genannt) als auch das Edisloch II haben sich in der Schrattenkalk-Formation der Äbnistetteflue, zwischen Schimberig und Schafmatt, entwickelt. Hier ist die Schrattenkalk-Formation

maximal 100 m mächtig, grösstenteils bestehend aus «Unteren Schrattenkalk». Die obersten rund 10 m gehören bereits zum Rawil-Member. Bis auf eine nur wenige hundert Quadratmeter grosse aufgeschlossene Felsfläche mit Karrenbildungen befindet sich im Dach der Schrattenkalk-Formation die Klimsenhorn-Formation (Fruttli-Member). Unter der Schrattenkalk-Formation folgt als Stauhori-zont die schlecht durchlässige Tierwis-Formation mit dem Drusberg-Member.

Das Edisloch ist eine ausgeprägte Horizontalhöhle. In ihr befinden sich aber auch eine 75 m tiefe Schachtfolge sowie diverse kleinere, meist zu den Karströhren querverlaufende Kluftschlote. Die Höhle hat eine vermessene Länge von 1,6 km und weist eine Höhendifferenz von 110 m auf. Die Horizontalausdehnung beträgt knapp 400 m in Richtung Südwesten. Am Höhlenende beträgt die Felsüberde-ckung 75 m. Der Höhleneingang des benachbarten Edisloch II befindet sich ca. 40 m südwestlich des Edisloch im untersten Abschnitt des «Unteren Schrattenkalks», knapp über dem Drusberg-Member. Das Edisloch II hat eine vermessene Länge von über 170 m und stellt ein übriggebliebenes Teilstück einer grossen, phreatisch entstandenen Karströhre parallel zum Edisloch dar. Die Fortsetzung der Karströhre des Edisloch II in Richtung Südwesten befindet sich im so genann-ten Nachbarloch. Kurz nach dem Eingang trifft die Höhle auf das Drusberg-Mem-ber. Erste Messungen des Höhlenklimas (Höhlenwind und Temperatur), weisen auf eine grössere, noch unerforschte Fortsetzung hin. Alle drei Höhlen verlaufen subparallel zur Felswand im Streichen der Schichten.

Der rund ein Meter grosse Haupteingang ins Edisloch befindet sich einige Meter über dem Felswandfuss in unmittelbarer Nähe eines durch die gesamte Felswand verlaufenden Bruches am südwestlichen Ende der Torflue. Ein Zusam-menhang mit den an der Erdoberfläche beziehungsweise in den Felswänden mark-anten Brüchen lässt sich in Eingangsnähe durch einen Geröllschub belegen. Bei der 75-m-Schachtfolge handelt es sich um einen steilen, quer zur Äbnistette-flue verlaufenden Bruch, der sich aufwärts bis an die Erdoberfläche fortsetzt. Hier liess sich auch eine kleine Schachthöhle finden, deren Mäanderverlauf auf eine ehemalige Wasserführung hinweist. Ob und wie weit die nur wenig südlicher hangparallel verlaufende «Torflue-Verwerfung» (MOLLET 1921) mit einem Versatz von 25 bis 50 m die Höhlengenese beeinflusst hat, ist unbekannt. Der Verlauf der Karströhren liegt so tief unter der Erdoberfläche, dass trotz des Versatzes keine wasserstauenden Gesteine zu erwarten sind. Das zweistöckige Gangsystem des hinteren Höhlenteils könnte jedoch auf Scherbrüchen der nahen Verwerfung an-gelegt sein.

Die heute vorhandenen Eingänge ins ehemals zusammenhängende Höhlen-system liegen zwischen 1665 und 1690 m ü.M. Es sind fossile Karströhren, die im Zusammenhang mit der eiszeitlichen Erosion der alpinen Randkette gekappt wor-den sind. Die Hauptentwicklung der Höhlen ist unter phreatischen Bedingungen, also unter voller Wasserfüllung beziehungsweise Druckfliessen entstanden, als die Vorflut noch wesentlich höher lag als heute. Vereinfacht dargestellt sind es

miteinander korrespondierende Karströhren, die meist auf engem Raum mehrfach miteinander verbunden sind oder sich für kurze Abschnitte zu einer (entsprechend grösseren) Röhre vereinen. Die gesamte ehemalige phreatische Bandbreite lag in diesem Höhlensystem zwischen 1600 und 1700 m ü.M. Auf dieser Höhenlage sind in der rund 12 km südwestlich gelegenen Schratteflue ebenfalls in verschiedenen Höhlen fossilphreatische Karströhren anzutreffen. Unbekannt ist die ehemalige Vorflut und somit auch die ursprüngliche Ausdehnung des Karsthöhlensystems. Zu vermuten wäre die Vorflut in Richtung Einschnitt der Waldemme, falls dieser Einschnitt damals bereits bestanden hat.

In den fossilphreatischen Höhlen sind spätere gangbildende Entwicklungsphasen mit wenigen Ausnahmen nur schwach ausgeprägt vorhanden. Vermutlich bedingt durch die im Dach abdichtende Klimeshorn- und Wildstrubel-Formation drang kaum mehr Wasser in die Höhle ein. Wohl deshalb fehlen die vadosen Gangprofile grösstenteils. Punktuelle Ausnahmen bilden (inzwischen durch Geröll verfüllte) meistens quer zur Höhle verlaufende Brüche, durch die von der Erdoberfläche her zeitlich befristet so viel Wasser eindringen konnte, dass in den darunterliegenden Karströhren eine Bodenerosion erfolgen konnte. Auch heute ist die Höhle, bis auf wenig Sickerwasser entlang von Brüchen, trocken. Allerdings weisen einige Zentimeter mächtige Höhlenlehmlagerungen, die in der Höhle auf weite Strecken als oberste Sedimentschichten auf älteren, z.T. mit Mondmilch überzogenen Sedimenten aufliegen, auf eine spätere zeitweilige Unterwassersetzung oder Überschwemmung der Höhle hin. Diese Ablagerungen könnten entweder durch Starkniederschlagsereignisse im Holozän oder aber schon vorher durch Rückstauerscheinungen bei eiszeitlicher Eisbedeckung entstanden sein. Während des letzteiszeitlichen Maximums ragte die Äbnistetteflue-Krete aus dem Eis (SCHLÜCHTER 2009), während die Nordflanke wohl eisbedeckt war. Durch solche Bedingungen konnte zwar Wasser in die Höhle gelangen, aber nicht abfliessen.

Bis weit ins Höhleninnere wurden Tierknochen gefunden, welche zum Teil unter einer bis zu 5 cm mächtigen Höhlenlehmschicht lagen. Dazu gehören Reste von vier Steinbock-Individuen. Die radiometrische Datierung ergab ein kalibriertes ^{14}C -Alter zwischen $3,30 \pm 0,026$ und $8,60 \pm 0,33$ ka cal BP. Es ist davon auszugehen, dass die Skelettreste durch Starkniederschlagsereignisse samt dem Höhlenlehm aus Deckenspalten in die Karströhren geschwemmt wurden. Zu Lebzeiten der Steinböcke müssen offene Spalten bis zur 110 m höher gelegenen Erdoberfläche bestanden haben, die als Tierfallen wirkten und zwischenzeitlich verschüttet worden sind.

Im vorderen und mittleren Höhlenteil kommen nur vereinzelt Versinterungen vor, darunter auch alte, mehrere Zentimeter mächtige, teilweise erodierte Sinterböden. Im hinteren Höhlenteil hingegen dominieren die Versinterungen ganze Gangabschnitte. Darunter sind sowohl inaktive als auch aktive Stalagmiten und Stalaktiten. Radiometrische Datierungen an Sinter wurden bislang keine vorgenommen. Sie könnten wertvolle Hinweise auf die Entstehungsgeschichte der

Höhle im Gebiet von Äbnistetteflue–Schafmatt geben, die in direktem Zusammenhang mit der Erosion des Alpenvorlandes steht. Es sei an dieser Stelle vermerkt, dass die sehr sensiblen Tropfsteinbildungen schützenswert sind. Beim Begehen der Höhlen ist deshalb äusserste Vorsicht geboten.

Höhlen in Felssturzaflagerungen

An der Westflanke der von der Waldemme eingeschnittenen Lammschlucht befindet sich in der Beichle-Formation ein kleinräumiges, nacheiszeitliches Blocksturzbereich mit einer Abbruchkante auf knapp 1100 m ü.M. Die Sturzaflagerung mit den Nagelfluhblöcken zieht sich 300 Höhenmeter talwärts, wobei bis auf 950 m ü.M. noch ganze Blockverbände liegen geblieben sind. Durch die Konfiguration der Sturzblöcke ist ein Netz von mehr oder weniger grossen Hohlräumen entstanden. Mit Ausnahme der nachgenannten Zigerschwand- und Moserhöhle sind die meisten aber nicht begehbar. Die auf 47 m begehbare Zigerschwandhöhle befindet sich auf 990 m ü.M. (Koord. 2643.42/1195.89). Die Höhle erstreckt sich zwischen grossen Nagelfluhblöcken. Sie hat zwei Ein- beziehungsweise Ausgänge und eine vermessene Gesamtlänge von 47 m. Die Moserhöhle liegt auf 930 m ü.M. (Koord. 2643.54/1195.86). Der Hauptgang der über 30 m langen Höhle scheint entlang der Kontaktzone zum anstehenden Gestein zu verlaufen. Auffallend sind in dieser Höhle die zahlreichen, nur wenige Zentimeter grossen Stalaktiten. Die grössten Stalagmiten und weitere Sinterformationen sind 30 cm gross.

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Schotter

Das Entlebuch ist relativ arm an mineralischen Rohstoffen. So fehlen mächtigere quartäre Schotterablagerungen, welche mit relativ geringem Aufwand abgebaut werden könnten. Lokal wird Schotter aus der Waldemme und ihren Seitenbächen (Rotbach, Steinibach, Bärselbach, Grosse Entle, Fontanne) gewonnen. Eine Zusammenstellung konzessionierter Kiesentnahmen zwischen 1999 und 2013 ist in Tabelle 1 ersichtlich. Ein Beispiel der Kiesgewinnung liefert die Stelle im Flussbett der Grossen Entle oberhalb des historischen Stauwehrs bei Koord. 2647.750/1203.125. Dort akkumulierte sich Schotter vor allem nach dem Bau des Stauwehrs, welches zur Wasserversorgung zum Betrieb einer Tuchfabrik (dem späteren Versandhaus Ackermann) errichtet wurde. Zurzeit wird die Wasserenergie bei dieser Lokalität zur Herstellung von Strom genutzt. Daneben gibt es zahlreiche weitere Schürfstellen insbesondere an Bergflanken, wo Hangschutt zur Befestigung der Karrwege und Naturstrassen abgebaut wird. Eine solche Stelle befindet sich am Fuss der Grönflue (Koord. 2646.625/1194.175).

Glassand

Die Geschichte der Glasindustrie in der Schweiz ist von KELLER (2006) im historischen Lexikon der Schweiz zusammengefasst. Dabei spielte das Entlebuch eine wichtige Rolle. So erfolgte in dieser Region die erste Verhüttung von Glas bereits im 16. und 17. Jahrhundert. Die Gebrüder Siegwart aus dem Schwarzwald gründeten im Jahre 1723 die erste Glashütteniedlung zwischen Flühli und Sörenberg im Gebiet der Hirsegg (KELLER 2006, ALESSANDRI 2007). Wichtige Bedingungen waren die Verfügbarkeit von Holz, Quarzsand und Kalk. Obwohl im Entlebuch genügend quarzreiche Schichten vorhanden sind (z.B. die Abfolgen des helvetischen Paläogens), bezogen die Gebrüder Siegwart qualitativ hochwertigeren Sandstein aus Süddeutschland und der Region des Giswilerstocks (ALESSANDRI 2007). Im Jahre 1837 verlagerte sich die Produktion nach Thorbach südlich von Flühli. Die Glaserei wurde schliesslich im Jahre 1869 wegen Widerstands der Bevölkerung (Holzverbrauch, Umweltschäden) eingestellt (ALESSANDRI 2007). Weitere Faktoren, die zu diesem Entscheid führten, waren zunehmender Holzangel und der ungenügende Anschluss an das Schienennetz. Zudem entsprach die Qualität des regionalen Quarzes nicht mehr den gestiegenen Qualitätsansprüchen (KELLER 2006).

Tab. 1: Volumina [m³] von abgebautem Schotter gemäss Angaben des Bau-, Umwelt- und Wirtschaftsdepartements des Kantons Luzern (2014).

	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013
Rotbach	2644.851/1191.164 2643.967/1191.808	5000				900	1000								
Steinibach	Undifferenziert		350								500				
Bärselbach	Undifferenziert				300										
Diverse	Undifferenziert							7000							
Waldemme Schupfheim	2643.504/1198.017	800	500	700	900	900	900	1500	1000	600	800	700	1000		800
Kleine Emme Hasle	2645.654/1202.376					1000		2700	1200		372		560	528	564
Grosse Entle Hasle	2647.714/1203.223						2000								1820
Fontanne	2641.318/1208.862	2500	1500	4300				500		1300					

Torf

Torf ist kohlenstoffreicher organischer Rohstoff und Ausgangsmaterial des mehrstufigen Inkohlungsprozesses Torf → Braunkohle → Steinkohle → Anthrazit. Das organische Ausgangsmaterial Torf bildet sich in Mooren, hat einen hohen Wassergehalt und einen Kohlenstoffanteil von 40 bis 60%. Mit Fortschreiten des Inkohlungsprozesses verliert Torf allmählich an Volumen und organischem Charakter. Er wird immer ärmer an Wasser- und Sauerstoff, aber bedeutend reicher an Kohlenstoff und schliesslich zum mineralischen Rohstoff. Braunkohlen mit 60–70% C sind 40 bis 50 Ma alt, stammen also aus dem Eozän. Die Steinkohlen (70–90% C) hingegen sowie die besonders kohlenstoffreichen Anthrazite (90–99% C) sind 250 bis 350 Ma alt und stammen z.T. aus dem Perm, meist gehen sie jedoch zurück auf die riesigen Torfmoore des Karbons – das eigentliche Torf- beziehungsweise Kohlenstoffzeitalter.

Im Vergleich mit anderen moorreichen Regionen der Schweiz ist die Bedeutung des Torfabbaus für den Landschaftswandel im UNESCO-Biosphärenreservat Entlebuch eher gering (HAMMER et al. 2011, S.120). Etwas anders stellt sich die Lage dar, wenn die Entwicklung und die Situation der Feuchtgebiete und Torfmoore im Gebiet des Atlasblattes Schüpfheim beziehungsweise in Figur 22 betrachtet wird. So berichten z.B. FRÜH & SCHRÖTER (1904), dass bei ihren Augen-scheinen zwischen 1894 und 1902 die meisten Hochmoore um Heiligkreuz (1128 m ü.M.) bereits weitgehend oder gar vollständig abgetorft waren. Auf den Talböden von Wissemme und Waldemme (700 bis 900 m ü.M.), insbesondere in Siedlungsnähe, existieren von vielen Sümpfen und Mooren seit hundert Jahren nur noch die Flurnamen oder Bezeichnungen heutiger Wohnquartiere. Im Zweiten Weltkrieg sind im Rahmen des ausserordentlichen Meliorationsprogrammes (Anbauschlacht – Plan Wahlen) viele der übriggebliebenen Sümpfe und Moore mit grosszügiger finanzieller Unterstützung von Bund und Kanton drainiert und intensiver landwirtschaftlicher Nutzung zugeführt worden (STRÜBY 1947).

Demgegenüber hat die Nutzungsintensivierung im ehemals abgelegenen Raum um Finsterwald (1000 bis 1100 m ü.M.) verzögert eingesetzt. Wohl haben FRÜH & SCHRÖTER (1904, S. 650) bereits im Jahre 1894 bei ihrer Begehung festgestellt, dass im Süden des Mettelimoos ein «neues, grösseres, durchwühltes Abbaugebiet» existiert und sich im Norden ein «abgetorfes tiefes Hochmoor mit drei Hütten» befindet. Entscheidend begann sich die Landschaft um Finsterwald gegen Ende des Ersten Weltkriegs zu wandeln: 1917 wurde der Torf im Mettelimoos erstmals auf 11 ha maschinell abgebaut. Bis 1920 wurden Tausende von Tonnen Torf ausgebeutet, alleine in den Jahren 1918 und 1919 jeweils 7000 Tonnen. Auch im Geuggelhusemoos sowie im Fuchseremoos wurde während des Ersten Weltkriegs Torf gestochen (PROBST et al. 1923a; s. auch Tab. 2). Die fertig ausgebeuteten Gebiete wurden, oft unter Einbezug angrenzender Flächen, systematisch entwässert und für intensivere landwirtschaftliche Nutzung hergerichtet.

Tab. 2. Liste der Moore im Gebiet von Kartenblatt Schüpfheim, in denen nachgewiesenenmassen zwischen 1850 und 1970 Torf abgebaut worden ist. (Seit Annahme der Rothenthurm-Initiative im Jahr 1987 ist Torfabbau in der Schweiz untersagt.)

Flurname LK (gemäss TA)	Koordinaten	m ü. M.	Aktuelle Nutzung / Schutzstatus	Signaturen GA25 Schüpfheim	Signaturen TA	Quellenangabe
Balmoos	2647.320/1201.630	967	HMI Objekt Nr. 296	Torfmoor, Moräne	Sumpf, Torfstich, TS-kanten, Torfhütten, lichter Wald	FRÜH & SCHRÖTER 1904, S. 279; HAMMER et al. 2011, S. 110
Büelweid (Neuhausweid)	2647.085/1202.460	893	Intensiv genutztes Grasland	Torfmoor, Moräne	Sumpf	FRÜH & SCHRÖTER 1904, S. 655
Chienismatt (Kienismatt)	2646.825/1200.450	1036	Streuweise, intensiv genutztes Grasland; Feuchtgebiet reg.-Bedeutung	Torfmoor, drainiert	Sumpf	FRÜH & SCHRÖTER 1904, S. 279 u. 656; HAMMER et al. 2011, S. 110
Donnermösli	2649.115/1203.575	954	Feuchtgebiet regionaler Bedeutung	Torfmoor, drainiert; Moräne	Sumpf, Drainagegräben, lichter Wald	PROBST et al. 1923a, Karte; SCHUPPLI et al. 2011, S. 109
Dürenegg	2647.575/1202.400	859	Kleine Äcker, intensiv genutztes Grasland, Seelein (Torfstich?)	Sumpf, Moräne	keine	HAMMER et al. 2011, S. 110
Farnacher (Sidenmoos)	2647.375/1202.190	886	Intensiv genutztes Grasland	Torfmoor, drainiert; künstl. Aufschüttung	Sumpf (Drainagegräben)	PROBST et al. 1923a, Karte; HAMMER et al. 2011, S. 110
Feldgaden bzw. Blutmoos (Blutmoos)	2639.400/1196.525	854	Intensiv genutztes Grasland	Bachschuttkegel	Sumpf (375 m weiter westlich)	PROBST et al. 1923a, Karte; SCHUPPLI et al. 2011, S. 109
Feldmösli (Feldmösli)	2649.440/1204.380	1008	Intensiv genutztes Grasland	Torfmoor, drainiert; Moräne	Sumpf	PROBST et al. 1923a, Karte; SCHUPPLI et al. 2011, S. 109
Fuchsermoos (Wissenegg)	2651.800/1202.285	1110	HMI Objekt Nr. 407; FMI Objekt Nr. 3379	Torfmoor, z.T. drainiert	Sumpf, Torfstich, Torfhütten, lichter Wald	PROBST et al. 1923b, S. 389
Geugelhusemoos (Geugelhusemoos)	2651.030/1202.550	1078	HMI Objekt Nr. 407; FMI Objekt Nr. 3371	Torfmoor, z.T. drainiert; Moräne	Sumpf, Torfstich, TS-kanten, Torfhütten, lichter Wald	PROBST et al. 1923a, Karte; SCHUPPLI et al. 2011, S. 109
Gruebhag N (Grubenhag)	2647.030/1201.400	986	Intensiv genutztes Grasland	Moräne	keine	FRÜH & SCHRÖTER 1904, S. 279 u. 656; HAMMER et al. 2011, S. 110

Flurname LK (gemäss TA)	Koordinaten	m ü.M.	Aktuelle Nutzung/ Schutzstatus	Signaturen GA25 Schulpfheim	Signaturen TA	Quellenangabe
Gruebhag S (Ob. Grubenhag)	2646.740/1200.890	1015	HMI Objekt Nr. 402	Torfmoor, drainiert	Sumpf, Torfstich	FRÜH & SCHRÖTER 1904, S. 279 u. 656; HAMMER et al. 2011, S. 110
Hasemoos (Hasenmoos)	2643.825/1198.900	746	Intensiv genutztes Grasland	Torfmoor, drainiert; Bachschuttkegel	Torfhütte, Drainagegraben	FRÜH & SCHRÖTER 1904, S. 279 u. 656; HAMMER et al. 2011, S. 110
Krummenegmoos	2638.240/1196.000	860	Sportplätze, intensiv genutztes Grasland	Rezente Alluvion, Sumpf	Torfhütten	FRÜH & SCHRÖTER 1904, S. 657
Mettlimoos (Mettlimoos)	2649.590/1203.820	1020	HMI Objekt Nr. 408	Torfmoor	Sumpf, Torfstich, Torfstichkanten, lichter Wald	PROBST et al. 1923b, S. 389
Nesslebrunnebode (Nesslebrunnenboden)	2651.115/1202.800	1077	FMI Objekt Nr. 3371	Torfmoor, drainiert	Sumpf, Torfstich, Torfstichkanten	PROBST et al. 1923a, Karte
Oberheresnabel (Ob. Herresnabel)	2645.930/1200.480	1014	Intensiv genutztes Gras- land, Wald, Streuweise	Sumpf, Moräne	Torstich	HAMMER et al. 2011, S. 110
Schwendi Kaltbad (Schwendikaltbad)	2652.575/1194.340	1445	HMI Objekt Nr. 268	Torfmoor, z.T. drainiert	Sumpf	FRÜH & SCHRÖTER 1904, S. 655
Seebli	2648.770/1194.700	1694	Weidenutzung; HMI & FMI Objekt neu	Sumpf	Sumpf	Mündl. Mitt. A. Grünig 2016
Siten	2645.975/1202.140	773	Extensiv genutztes Gras- land; Feuchtgebiet reg. Bedeutung	Moräne	Drainagegräben	PROBST et al. 1923b, S. 389
Stächtemösi	2647.030/1200.800	1028	HMI Objekt Nr. 402; FMI Objekt Nr. 3391	Torfmoor	Sumpf, Torfstich	HAMMER et al. 2011, S. 110
Tellenmoos (Tellenmooswald)	2640.025/1198.390	848	HMI Objekt Nr. 410; FMI Objekt Nr. 3413	Torfmoor, z.T. drainiert	Sumpf, lichter Wald	FRÜH & SCHRÖTER 1904, S. 279 u. 658; PROBST et al. 1923a, Karte

GA25 = Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

LK = Landeskarte der Schweiz 1:25 000

TA = Topografischer Atlas der Schweiz 1:25 000 (Siegfriedkarte)

HMI = Hochmoorinventar

FMI = Flachmoorinventar

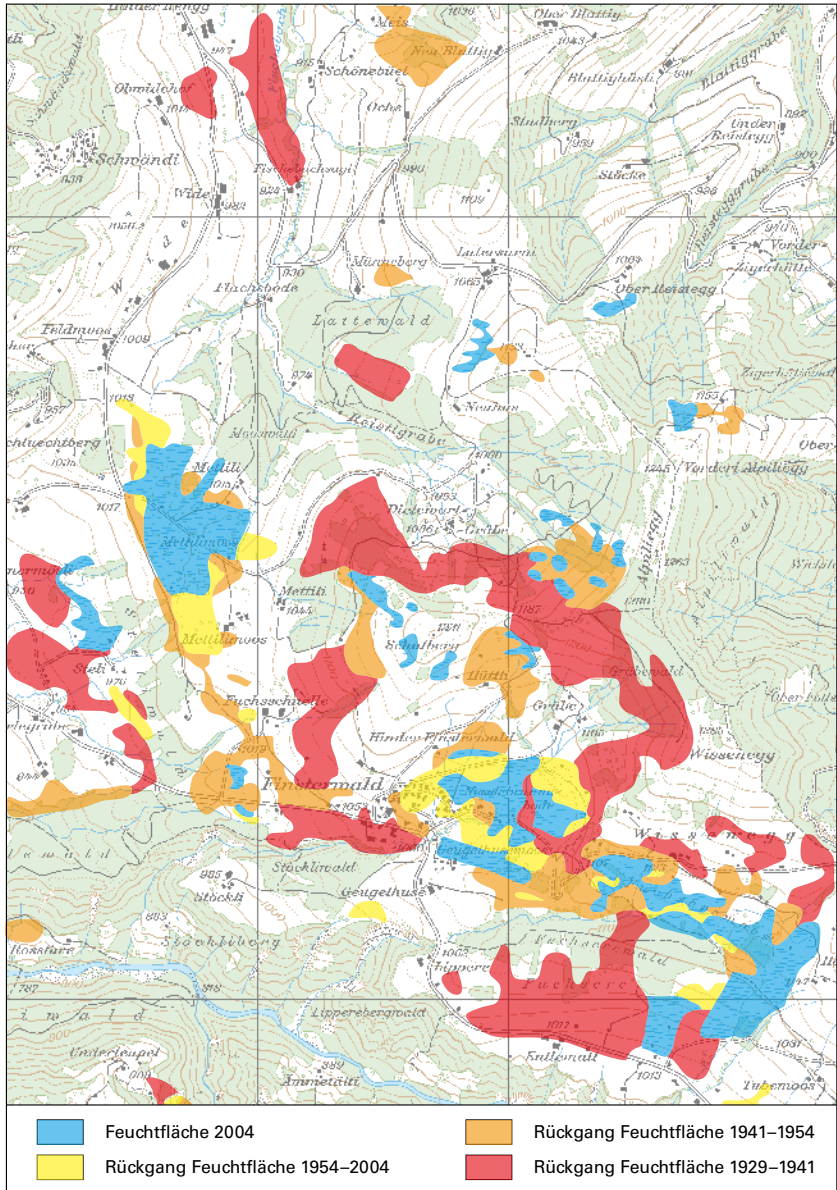
Die Figur 26 zeigt, dass die Landschaft Mettlimoos–Finsterwald–Gfellen bis Ende der 1920er-Jahre im Wesentlichen von Feuchtgebieten geprägt war.

Das ehemals grösste zusammenhängende Mooregebiet im Entlebuch (FRÜH & SCHRÖTER 1904) verlor infolge starker Eingriffe des Menschen Mitte des 20. Jahrhunderts innerhalb einer kurzen Zeitspanne so viel von seinem Feuchtgebietscharakter, dass es in den 1990er-Jahren (im Gegensatz zu den Moorlandschaften Klein Entle und Glauenberg) den Kriterien einer Moorlandschaft von besonderer Schönheit und gesamtschweizerischer Bedeutung nicht mehr genügte.

Erdgas

Die Tiefbohrung Entlebuch-1 (Koord. 2651.204/1202.853) wurde 1979 in Angriff genommen und erreichte im Jahre 1981 die Endtiefe von 5289 m im Permokarbon. Die Bohrung wurde wegen technischer Komplikationen in dieser Tiefe abgebrochen (VOLLMAYR & WENDT 1987). Kurzzeittests während der Bohrung ergaben keine wirtschaftlich verwertbaren Zuflüsse aus dem Permokarbon. Dagegen erwies sich eine Kluftzone im Dach des Malm als ergiebige Gasquelle. In KLÖCKNER (1986) ist die chemische Zusammensetzung des Gases tabellarisch zusammengestellt: 91,2% Methan, 1,8% sonstige Kohlenwasserstoffe, 1,3% Stickstoff, 5,7% Kohlendioxid und 8 ppm Hydrogensulfide. Der Brennwert erreichte gute Qualität von 10,65 Kwh/m³ Normvolumen. Insgesamt wurden bei der Tiefbohrung Entlebuch-1 zwischen 1985 und 1994 ca. 74,3 Millionen Kubikmeter Erdgas gefördert.

Fig. 26: Entwicklung der Flächen der Feuchtgebiete zwischen 1929 und 2004 im Gebiet Mettlimoos–Finsterwald aufgrund von Kartenvergleichen. Nach HAMMER et al. (2011). Der grösste Feuchtflächenverlust ist zwischen 1929 und 1941 zu verzeichnen, als die Moore Schönenbühl, Finsterwald, Donnermösl, Schafberg, Fuchseremoos und Gfellen zur Intensivierung von Land- und Forstwirtschaft trockengelegt wurden. Dies betraf rund zwei Drittel aller Feuchtflächen im Raum Mettlimoos–Finsterwald. Weitere Entwässerungen erfolgten im Rahmen von Anbauschlacht und ausserordentlichem Meliorationsprogramm in den Jahren 1941 bis 1954. Zwischen 1940 und 1946 wurde zudem Torf ausgebeutet, in industriellem und noch grösserem Mass als im Ersten Weltkrieg. Betroffen waren u.a. auch das Mettlimoos, v.a. aber die Hochmoore Fuchseremoos (Wissenegg), Geugelhusenmoos und Nessenbrunnenboden. Erst nach dem Auslaufen des ausserordentlichen Meliorationsprogrammes in der ersten Hälfte der 1950er-Jahre sind wieder weniger Flächen trocken gelegt worden (SCHUPPLI et al. 2011).



Tab. 3: *Liste der Moore von Kartenblatt Schüpfheim, in denen gemäss eidgenössischer Hochmoorverordnung vom 21. Januar 1991 die Kantone Luzern und Obwalden Massnahmen zur Förderung gestörter Moorbereiche getroffen haben.*

Name Moorobjekt	Koordinaten	m ü.M.	Hochmoorinventar	Jahr	Realisierte Massnahmen
Fröschenseeli	2653.650/1195.450	1415	Objekt Nr. 263	2011	Einbau einer Holzspundwand zur Förderung der Moorregeneration
Mettlimoos	2649.590/1203.820	1015	Objekt Nr. 408		
Müllernmöösi	2650.200/1201.300	1030	Objekt Nr. 401		
Riedboden	2654.420/1200.100	1530	Objekt Nr. 295	2013	Einbau mehrerer Spundwände zur Verbesserung der Moorhydrologie und als Erosionsbremse
Schwendi Kaltbad	2652.360/1194.170	1554	Objekt Nr. 268	2012 – 2013	Einbau mehrerer Spundwände zur Reduktion der Erosion des Torfkörpers
Stächternmöösi	2647.030/1200.760	1030	Objekt Nr. 402		

LITERATURVERZEICHNIS

- ALESSANDRI, B. (2007): Flühli Glas, Hotel Kurhaus, Schybi-Denkmal – Drei Lernorte im Entlebuch. – Diplomarb. PHZ Luzern (unpubl.).
- ALLEN, P. A. & HOFFMAN, P. F. (2005): Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. – *Nature* 433, 123–127.
- ALLEN, P. A., MANGE-RAJETZKY, M., MATTER, A. & HOMEWOOD, P. (1985): Dynamic palaeogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse basin. – *Eclogae geol. Helv.* 78/2, 351–381.
- ANTHAMATTEN, F. (2004): Quartärgeologische Untersuchungen im Tal der Grossen Fontanne. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- BARAN, R., FRIEDRICH, A. & SCHLUNEGGER, F. (2014): The late Miocene to Holocene erosion pattern of the Alpine foreland basin reflects Eurasian slab unloading beneath the western Alps rather than global climate change. – *Lithosphere* 6, 124–131.
- 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.
- BÉGUIN, J. & SMOLA, S. (2010): Stand der Drainagen in der Schweiz – Bilanz der Umfrage 2008. – Bundesamt für Landwirtschaft (Aktenzeichen 2009-09-25/85), Bern.
- BENKERT, J.-P. (1983): Geologie der Subalpinen Molasse im Raum Schwarzenberg und Hasle (Kanton Luzern). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1984): Die litorale Faziesentwicklung des Luzerner Sandsteins im Entlen-Querschnitt. – *Eclogae geol. Helv.* 77/2, 363–382.
- BERGER, J.-P. (1983): La transgression de la molasse marine supérieure (OMM) en Suisse occidentale. – *Münch. geowiss. Abh.* A5.
- (1992): Paléontologie de la molasse Suisse occidentale: taxonomie, biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie, paléoclimatologie. – Thèse d'habil. Univ. Fribourg.
- BERGER, J.-P., KÄLIN, D. & KEMPF, O. (2010): Swiss Molasse lithostratigraphy. – 8th Swiss Geosci. Meet., Abstr. Vol., 127.
- BIERI, B. (1974): Geologie des Schimbriggebietes. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1978): Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im helvetischen Tertiär zwischen Vierwaldstätter- und Thunersee. – Diss. Univ. Bern.
- BLOW, W. H. (1969): Late Middle Eocene to Recent planctonic foraminiferal biostratigraphy. In: BRÖNNIMANN, P. & RENZ, H. H. (Ed.): *Proceedings in the First International Conference on Planctonic Microfossils I*, 199–422.
- BOLLI, H. (1951): Zur Altersbestimmung von Tertiärschiefern aus dem Helvetikum der Schweizer Alpen mittels Kleinforaminiferen. – *Eclogae geol. Helv.* 43/2, 104–114.
- BÜCHI, U. P. & SCHLANKE, S. (1977): Zur Paläogeographie der Schweizerischen Molasse. – *Erdöl-Erdgas-Z.* 93, 57–69.
- BURGER, H. & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 74/2, 529–560.
- BUXTORF, A. (1924): Geologie des Pilatus. – *Verh. schweiz. natf. Ges. Luzern*, 105. Jvers., 31–47.
- CARBONNEL, G., WEIDMANN, M. & BERGER, J.-P. (1985): Les ostracodes lacustres et saumâtres de la molasse de Suisse occidentale. – *Rev. Paléobiol. Genève* 4/2, 215–251.

- CEDERBOM, C. E., BEEK, P. VAN DER, SCHLUNEGGER, F., SINCLAIR, H. D. & ONCKEN, O. (2011): Rapid extensive erosion of the North Alpine foreland basin at 5–4 Ma. – *Basin Res.* 23, 528–550.
- CEDERBOM, C. E., SINCLAIR, H. D., SCHLUNEGGER, F. & RAHN, M. K. (2004): Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. – *Geology* 32, 709–712.
- DECELLES, P. G. & GILES, K. A. (1996): Foreland basin systems. – *Basin Res.* 8, 105–123.
- CHRISTENER, F. (2011): Entstehung und Entwicklung der Lammschlucht, Entlebuch (Zentral-schweiz). – Bachelorarb. Univ. Bern (unpubl.).
- CLERCQ, S. W. G. DE & HOLST, H. K. H. (1971): Footprints of birds and sedimentary structures from the Subalpine Molasse near Flühli (Canton of Lucerne). – *Eclogae geol. Helv.* 64/1, 63–69.
- CRAMPTON, S. L. & ALLEN, P. A. (1995): Recognition of forebulge unconformities associated with early stage foreland basin development: example from the North Alpine Foreland Basin. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 79/10, 1495–1514.
- DIEM, B. (1985): Analytical method for estimating palaeowave climate and water depth from wave ripple marks. – *Sedimentology* 32, 705–720.
- (1986): Die Untere Meeresmolasse zwischen der Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern). – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 493–559.
- DÜRST STUCKI, M. (2012): Bedrock surface model of Switzerland: evidence for glacial impact on landscape and indication for glacial erosion processes. – Diss. Univ. Bern.
- DÜRST STUCKI, M., SCHLUNEGGER, F., CHRISTENER, F., OTTO, J. C. & GÖTZ, J. (2012): Deepening of inner gorges through subglacial meltwater – An example from the UNESCO Entlebuch area, Switzerland. – *Geomorphology* 139–140, 506–517.
- ECKERT, H. R. (1963): Die obereozänen Globigerinen-Schiefer (Stad- und Schimbergschiefer) zwischen Pilatus und Schratzenfluh. – *Eclogae geol. Helv.* 56/2, 1001–1072.
- ENGESSER, B. (1990): Die Eomyidae (Rodentia, Mammalia) der Molasse der Schweiz und Savoyens. Systematik und Biostratigraphie. – *Schweiz. paläont. Abh.* 112.
- FÄH, J. (1984): Vegetationsgeschichtliche und vegetationskundliche Untersuchungen im Gebiet Glaubenberg. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- FÖLLMI, K. B., BODIN, S., GODET, A., LINDER, P. & SCHOOTBRUGGE, B. VAN DE (2007): Unlocking paleo-environmental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy is the key! – *Swiss J. Geosci.* 100/3, 349–369.
- FOX, M., HERMAN, F., KISSLING, E. & WILLETT, S. D. (2015): Rapid exhumation in the Western Alps driven by slab detachment and glacial erosion. – *Geology* 43/5, 379–382.
- FRÖHLICHER, H. (1933): Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 67.
- FRÖHLICHER, H. & WEILER, W. (1952): Die Fischfauna der unterstampischen Molasse des Entlebuch, Kt. Luzern, und ihre paläogeographische Bedeutung. – *Eclogae geol. Helv.* 45/1, 1–35.
- FRÜH, J. & SCHRÖTER, C. (1904): Die Moore der Schweiz: Mit Berücksichtigung der gesamten Moorfrage. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 3.
- FUNK, H. (1969): Typusprofile der helvetischen Kieselkalk-Formation und der Altmann-Schichten. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 191–203.
- (1971): Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmann-Schichten in der Säntis-Churfürsten-Gruppe (Nordostschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 64/2, 345–433.
- FUNK, H., PFIFFNER, O. A., MENKVELD-GFELLER, U. & KEMPF, O. (2013): Blatt 1170 Alpnach. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Erläut. 137.

- GASSER, U. (1966): Sedimentologische Untersuchungen in der äusseren Zone der subalpinen Molasse des Entlebuch (Kt. Luzern). – *Eclogae geol. Helv.* 59/2, 723–772.
- (1967): Erste Resultate über die Verteilung von Schwermineralen in verschiedenen Flyschkomplexen der Schweiz. – *Geol. Rdsch.* 56/1, 300–308.
- (1968): Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuch (Kt. Luzern): Geologie und Sedimentologie. – *Eclogae geol. Helv.* 61/1, 229–319.
- GAUDANT, J., WEIDMANN, M., BERGER, J.-P., BOLLIGER, T., KÄLIN, D. & REICHENBACHER, B. (2002): Recherches sur les dents pharyngiennes de Poissons Cyprinidae de la Molasse d'eau douce oligo-miocène de Suisse (USM, OSM) et de Haute-Savoie (France). – *Rev. Paléobiol. Genève* 21/1, 371–389.
- GRAF, A. (1984): Geologie der südlichen Pilatusgruppe unter besonderer Berücksichtigung der Hohgant-Formation. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- GRAF, H.R. (2009): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 168.
- GRÜNING, A. (2007): Moore und Sümpfe im Wandel der Zeit. – *Hotspot* 15, 4–5. <http://www.naturwissenschaften.ch/service/publications/7617-hotspot-15-07-biodiversitaet-in-feuchtgebieten>. (04.05.2016).
- GRÜNING, P. (1955): Über den Einfluss der Entwässerung auf die Flachmoorvegetation und auf den Zuwachs der Fichte und Bergföhre im Flyschgebiet der Voralpen. – Diss. ETH Zürich.
- HAGKE, C. VON, CEDERBOM, C. E., ONCKEN, O., STÖCKLI, D. F., RAHN, M. K. & SCHLUNEGGER, F. (2012): Linking the northern Alps with their foreland: The latest exhumation history resolved by low-temperature thermochronology. – *Tectonics* 31/5, TC5010. doi:10.1029/2011TC003078.
- HALDEMANN, E. G., HAUS, H. A., HOLLIGER, A., LIECHTI, W., RUTSCH, R. F. & VALLE, G. DELLA (1980): Blatt 1188 Eggiwil. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte. 75.
- HAMMER, T., LENG, M. & RAEMY, L. (2011): Moorlandschaften erhalten durch Gestalten. Nutzen und Schützen naturnaher Kulturlandschaften am Beispiel der UNESCO Biosphäre Entlebuch (UBE). – Allgemeine Ökologie zur Diskussion gestellt 11, IKAÖ, Bern.
- HANTKE, R. (1982): Die jüngst-oligozäne Flora im Bergsturz-Anriss der Beichlen (Gemeinde Flühli, Kt. Luzern). – *Mitt. natf. Ges. Luzern* 27, 25–39.
- HEIM, ARN. (1908): Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. Versuch zu einer Revision der alpinen Eocaen-Stratigraphie. – *Abh. schweiz. paläont. Ges.* 35/4.
- 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. (1988): Eocaene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. – *Eclogae geol. Helv.* 81/2, 611–657.
- HOCHULI, P. A. (1982): Organische Mikrofossilien aus Proben der Molasse von Voralberg und Teilen des schweizerischen Mittellandes. In: JUNG, P. (Hrsg.): *Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin Molassique, depuis le Voralberg jusqu'en Haute-Savoie* (S. 39–45). – *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon [h.s.]* 7.
- HOMEWOOD, P., ALLEN, P. A. & WILLIAMS, G. D. (1986): Dynamics of the Molasse basin of western Switzerland. In: ALLEN, P. A. & HOMEWOOD, P. (Ed.): *Foreland Basins* (S. 199–217). – *Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol.* 8.
- ISCHI, H. (1978): Das Berriasien-Valanginien in der Wildhorn-Drusberg-Decke zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee. – Diss. Univ. Bern.
- JORDI, H. A. (2012): Blatt 1188 Eggiwil. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 75.
- KÄLIN, D. & KEMPF, O. (2009): High-resolution stratigraphy from the continental record of the Middle Miocene Northern Alpine Foreland Basin of Switzerland. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 254/1–2, 177–235.

- 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, Enzimattberg und Rothspitz. Nebst Bemerkungen über den Giswylstock. – Jahrbuch S.A.C., XI. Jg. 1875.
- (1886): Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern-Grafenort. – Beitr. geol. Karte Schweiz. 24/1.
- KELLER, B. (1989): Fazies und Stratigraphie der Oberen Meeresmolasse (Unteres Miozän) zwischen Napf und Bodensee. – Diss. Univ. Bern.
- (1992) Hydrogeologie des schweizerischen Molasse-Beckens: Aktueller Wissensstand und weiterführende Betrachtungen. – *Eclogae geol. Helv.* 85/3, 611–651.
- KELLER, B., BLÄSI, H.-R., PLATT, N. H., MOZLEY, P. S. & MATTER, A. (1990): Sedimentäre Architektur der distalen Unteren Süsswassermolasse und ihre Beziehung zur Diagenese und den petrophysikalischen Eigenschaften am Beispiel der Bohrungen Langenthal. – *Ber. Landeshydrol. u. -geol.* 13.
- KELLER, C. (2006): Glas. – *Hist. Lex. Schweiz* 6, 471 ff. <http://mobile.hls-dhs-dss.ch>. (04.05.2016).
- KELLER, H. M. (1978): Die Bestimmung der Evapotranspiration von Waldbeständen aus Forsthydrologischer Sicht. In: *Schweiz. geotechn. Komm. & Hydrol. Komm. SNG (Hrsg.): Die Verdunstung in der Schweiz: Stand der Kenntnisse, Methoden, Anregungen zur weiteren Erforschung.* – *Beitr. Hydrogeol. Schweiz* 25, 49–52.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1997): Eiszeit, Relief und Moorstandorte. – *Ber. St. Gall. Naturwiss. Ges.* 88, 33–54.
- KEMPF, O., BOLLIGER, T., KÄLIN, D., ENGESSER, B. & MATTER, A. (1997): New magnetostratigraphic calibration of Early to Middle Miocene mammal biozones of the North Alpine foreland basin. In: AGUILAR, J. P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Ed.): *Actes du Congrès BichroM'97.* – *Mém. Trav. EPHE* 21, 547–562.
- KEMPF, O., MATTER, A., BURBANK, D. W. & MANGE, M. (1999): Depositional and structural evolution of a foreland basin margin in a magnetostratigraphic framework: the eastern Swiss Molasse Basin. – *Int. J. Earth Sci.* 88, 253–275.
- KEMPF, O. & PROSS, J. (2005): The lower marine to lower freshwater Molasse transition in the northern Alpine foreland basin (Oligocene; central Switzerland–south Germany): age and geodynamic implications. – *Int. J. Earth Sci.* 94, 160–171.
- KLÖCKNER, A. (1986): Ein Jahr Erdgasförderung in Finsterwald. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 52/123, 19–21.
- LEVI, D. (2001): Geologische Untersuchungen im Gebiet SSW der Schafmatt (LU). – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- LIHOU, J. C. (1995): A new look at the Blattengrat unit of eastern Switzerland: Early Tertiary foreland basin sediments from the South Helvetic realm. – *Eclogae geol. Helv.* 88/1, 91–114.
- LIHOU, J. C. & ALLEN, P. A. (1996): Importance of inherited rift margin structures in the early North Alpine Foreland Basin, Switzerland. – *Basin Res.* 8, 425–442.
- LINIGER, M. (2000): Rutschungen und Murgänge Laui (Sörenberg, LU). – *Swiss Bull. angew. Geol.* 5, 93–98.
- LINIGER, M. & KAUFMANN, B. (1994a): Rutschung Schimbrig: Geologisch-geomorphologisch-hydrologische Abklärungen und Sanierungsvorschläge. – *Ber. Geotest. Nr. L9434-A.*
- (1994b): Rutschung Schimbrig: Ursachen, Entwicklung, Schadenszenario und Massnahmen. – *Ergänzungsber. Geotest Nr. L9434-B.*
- LIPPITSCH, R., KISSLING, E. & ANSORGE, J. (2003): Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. – *J. geophys. Res.* 108, NO. B8, 2376. doi:10.1029/2002JB002016.

- LÜDI, W. (1944): Moore der Voralpen zwischen der Wald-Emme und der Sarner-Aa. – Manusk. vom 21.12.1944 z.H. Schweiz. Bund für Naturschutz, Basel (unpubl.).
- MÄGERT, M. (1998): Sedimentation und Entwicklung des Beichlen-Schuttfächers (Untere Süs-wassermolasse – Entlebuch). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- MARTEL, A. T., ALLEN, P. A. & SLINGERLAND, R. (1994): Use of tidal-circulation modeling in paleogeographical studies: An example from the Tertiary of the Alpine perimeter. – *Geology* 22, 925–928.
- MATTER, A. (1964): Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet (Entlebuch – Tal der Grossen Fontanne, Kt. Luzern). – *Eclogae geol. Helv.* 57/2, 315–429.
- MATTER, A., HOMEWOOD, P., CARON, C., RIGASSI, D., STUIJVENBERG, J. VAN, WEIDMANN, M. & WINKLER, W. (1980): Flysch and molasse of western and central Switzerland. In: TRÜMPY, R. (Ed.): *Geology of Switzerland: a guide-book – Part B: geological excursions* (S. 261–293). – Wepf & Co., Basel/New York.
- MAYER-EYMAR, C. (1867): *Tableau synchronistique des couches crétacées inférieures de la zone nord des Alpes et du Jura suisse*. – Fretz, Zürich.
- 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.
- MENKVELD-GFELLER, U., KEMPF, O. & FUNK, H. (2016): Lithostratigraphic units of the Helvetic Palaeogene – Review, new definition, new classification. – *Swiss J. Geosci.*, im Druck.
- MOLLET, H. (1916): Über die stratigraphische Stellung der eocänen Glaukonitschichten beim Küblibad 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.
- MONTGOMERY, D. R. & KORUP, O. (2011): Preservation of inner gorges through repeated Alpine glaciations. – *Nature Geosci.* 4, 62–67.
- NEUBERT, N., HERI, A. R., VOEGELIN, A. R., NÄGLER, T. F., SCHLUNEGGER, F. & VILLA, I. M. (2011): The molybdenum isotopic composition in river water: Constraints from small catchments. – *Earth Planet. Sci. Lett.* 304/1–2, 180–190.
- NINCK, T. (2005): *Ingenieur- und Quartärgeologische Untersuchungen im Tal der Grossen Fontanne*. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- NORTON, K. P., BLANCKENBURG, F. VON, SCHLUNEGGER, F., SCHWAB, M. & KUBIK, P. W. (2008): Cosmogenic nuclide-based investigation of spatial erosion and hillslope channel coupling in the transient foreland of the Swiss Alps. – *Geomorphology* 95/3–4, 474–486.
- PIFFNER, O. A. (1986): Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. In: ALLEN, P. A. & HOMEWOOD, P. (Ed.): *Foreland Basins*. – *Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol.* 8, 219–228.
- (2014): *Geologie der Alpen*. – Haupt, Bern.
- PIETRI, V. L. DE, MOURER-CHAUVIRÉ, C., MENKVELD-GFELLER, U., MEYER, C. A. & COSTEUR, L. (2013): An assessment of the Cenozoic avifauna of Switzerland, with a description of two fossil owls (*Aves*, *Strigiformes*). – *Swiss J. Geosci.* 106/2, 187–197.
- PLATT, N. H. & KELLER, B. (1992): Distal alluvial deposits in a foreland basin setting – the Lower Freshwater Molasse (Lower Miocene), Switzerland: Sedimentology, architecture and palaeosols. – *Sedimentology* 39, 545–565.

- PREUSSER, F., GRAF, H. R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glacial history of northern Switzerland. – *J. Quatern. Sci.* 60/2–3, 282–305.
- PROBST, E., SCHMIDLIN, H. & ZIMMERLI, N. (1923a): Die Torfausbeutung in der Schweiz in den Jahren 1917–1921 (Bd. I). – Nationalbibliothek, Bern.
- (1923b): Die Torfausbeutung in der Schweiz in den Jahren 1917–1921 (Bd. III). – Nationalbibliothek, Bern.
- RENZ, H. H. (1937a): Zur Geologie der östlichen st.-gallisch-appenzellischen Molasse. – *Jb. St. gall. natw. Ges.* 69.
- (1937b): Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 30/1, 87–214.
- RENZ, O. (1974): Feste Erdölbitumina in der Gemsmättli-Schicht am Pilatus (Kanton Luzern). – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 40/98, 1–24.
- RÜTTIMANN, H. (1977): Geologie des Molassegebietes zwischen Widen und Rotmoos östlich Entlebuch. – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- SAVI, S., SCHNEUWLY-BOLLSCHWEILER, M., BOMMER-DENNS, B., STOFFEL, M. & SCHLUNEGGER, F. (2013): Geomorphic coupling between hillslopes and channels in the Swiss Alps. – *Earth Surf. Process. Landf.* 38, 959–969.
- SCHAAD, W., KELLER, B. & MATTER, A. (1992): Die Obere Meeresmolasse (OMM) am Pfänder: Beispiel eines Gilbert-Deltakomplexes. – *Eclogae geol. Helv.* 85/1, 145–168.
- SCHAUB, H. (1951): Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paläocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen. – *Schweiz. paläont. Abh.* 68.
- (1965): Schlierenflysch. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 31/81, 124–134.
- SCHENK, C. (1992): Die Drusberg- und Schrattenkalk-Formation (Unterkreide) im Helvetikum des Berner Oberlandes. – *Diss. Univ. Bern*.
- SCHLANKE, S. (1982): Der Felsrutsch und Bergsturz Beichlen: Gemeinde Flüfli, Kanton Luzern. – *Mitt. natf. Ges. Luzern* 27, 1–23.
- SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500000. – *GeoKarten500*, Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Wabern.
- SCHLUNEGGER, F. (1995): Magnetostratigraphie und fazielle Entwicklung der Unteren Süsswassermolasse zwischen Aare und Limmat. – *Diss. Univ. Bern*.
- 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. & KISSLING, E. (2015): Slab rollback orogeny in the Alps and evolution of the Swiss Molasse Basin. – *Nature Comm.* 6, 8605. doi:10.1038/ncomms9605.
- SCHLUNEGGER, F., LEU, W. & MATTER, A. (1997): Sedimentary sequences, seismic facies, subsidence analysis, and evolution of the Burdigalian upper marine Molasse Group, central Switzerland. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 81/7, 1185–1207.
- SCHLUNEGGER, F. & NORTON, K. P. (2015): Climate vs. tectonics: the competing roles of Late Oligocene warming and Alpine orogenesis in constructing alluvial megafan sequences in the North Alpine foreland basin. – *Basin Res.* 27/2, 230–245.
- SCHLUNEGGER, F., RIEKE-ZAPP, D. & RAMSEYER, K. (2007): Possible environmental effects on the evolution of the Alps-Molasse Basin system. – *Swiss J. Geosci.* 100/3, 383–405.
- SCHUMACHER, J. (1948): Zur Gliederung des marinen Lutétien und basalen Priabonien der Schweizer Alpen. – *Eclogae geol. Helv.* 41/1, 79–88.

- SCHUPPLI, F., MEILI, R., LENG, M. & HAMMER, T. (2011): Torfabbau und Landschaftswandel in der UNESCO Biosphäre Entlebuch – Ein Exkurs. In: HAMMER, T., LENG, M. & RAEMY, L. (Hrsg.): Moorlandschaften erhalten durch Gestalten. Nutzen und Schützen naturnaher Kulturlandschaften am Beispiel der UNESCO Biosphäre Entlebuch (UBE). – Allgemeine Ökologie zur Diskussion gestellt 11, 107–122.
- SCHWAB, M., RIEKE-ZAPP, D., SCHNEIDER, H., LINIGER, M. & SCHLUNEGGER, F. (2008): Land-sliding and sediment flux in the Central Swiss Alps: A photogrammetric study of the Schimbrig landslide, Entlebuch. – *Geomorphology* 97/3–4, 392–406.
- SCHWEIZ. BUND FÜR NATURSCHUTZ (1973): Moore der Schweiz. Gutachtenserie von Dr. W. Lüdi aus den Jahren 1944–1951. – Basel (unpubl.).
- SEITZ, N. J. (2013): Drainagen in der Schweiz. Zeitliche, aktuelle Datenlage und Einfluss auf die Landschaftsentwicklung. – Masterarb. WSL Birmensdorf (unpubl.).
- SINCLAIR, H. D. (1997): Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins: the role of the passive margin versus slab breakoff. – *Geology* 25/12, 1123–1126.
- SINCLAIR, H. D. & ALLEN, P. A. (1992): Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. – *Basin Res.* 4/3–4, 215–232.
- SINCLAIR, H. D., COAKLEY, B. J., ALLEN, P. A. & WATTS, A. B. (1991): Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the Central Alps, Switzerland. – *Tectonics* 10/3, 599–620.
- STRÜBY, A. (1947): Das ausserordentliche Meliorationsprogramm. Bericht über das Meliorationswesen der Schweiz 1940–1946 und zugehörige Karte 1:300000. – Vogt-Schild AG, Bern.
- STUDER, B. (1834): Geologie der westlichen Schweizer-Alpen. – Gross, Heidelberg/Leipzig.
- VAN DEN BERG, F., SCHLUNEGGER, F., AKÇAR, N. & KUBIK, P. (2012): ¹⁰Be-derived assessment of accelerated erosion in a glacially conditioned inner gorge, Entlebuch, Central Alps of Switzerland. – *Earth Surf. Process. Landf.* 37, 1176–1188.
- VETTERLI, L. (1981): Bericht zum Hochmoorobjekt Nr. 268: Schwendi-Kaltbad. – WSL, Birmensdorf (unpubl.).
- VOLLMAYR, T. & WENDT, A. (1987): Die Erdgasbohrung Entlebuch-1, ein Tiefenaufschluss am Alpennordrand. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 53/125, 67–79.
- WANNER, M. (1987): Geologie des westl. Bürgenstocks. Unter besonderer Berücksichtigung der Garschella-Formation, des Seewerkalks und des Tertiärs. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- WASER, E. (1996): Entlebuch: die Orts- und Flurnamen des Amtes Entlebuch (2 Bd.) – Comenius, Hitzkirch.
- WEIDMANN, M., HOMEWOOD, P. & FASEL, J.-M. (1982): Sur les terrains subalpins et le Wildflysch entre Bulle et Montreux. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 76/2, 151–183.
- WEIDMANN, M. & REICHEL, M. (1979): Traces de pattes d'oiseaux dans la Molasse suisse. – *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 953–971.
- WINKLER, W. (1983): Stratigraphie, Sedimentologie und Sedimentpetrographie des Schlieren-Flysches (Zentralschweiz). – *Beitr. geol. Karte Schweiz. [N.F.]* 158.
- WISSING, S. & PFIFFNER, O. A. (2002): Structure of the eastern Klippen nappe (BE, FR): Implications for its Alpine tectonic evolution. – *Eclogae geol. Helv.* 95/3, 381–398.
- ZIMMERMANN, M. N. (2005): Analysis and management of debris-flow risks at Sörenberg (Switzerland). In: JAKOB, M. & HUNGR, O. (Ed.): Debris-flow hazards and related phenomena (S. 615–634). – Springer, Heidelberg.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000 (2005)

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000 (2005)

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:500 000, Grundwasservorkommen (2007)

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

Geotechnische Karte der Schweiz 1:200 000

Blatt 1 Neuchâtel–Bern–Basel, von M. GSCHWIND, F. DE QUERVAIN & R. U. WINTERHALTER, 1934.

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

Nr. 137 Alpnach (LK 1170), von H. FUNK, A. BUXTORF, P. CHRIST, D. EGLI, D. ESTOPPEY, C. GEBEL, M. E. GEIGER, A. GRAF, A. GÜBELI, W. KLEMENZ, K. RAMSEYER, F. ROESLI, H. SCHAUB, C. SCHINDLER, V. STEINHAUSER & M. WANNER, 2013.

Geologische Spezialkarten

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

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

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

Nr. 128/4 Structural map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000, map sheet 37 Brünigpass with parts of 32 Beromünster, von O. A. PFIFFNER, R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, J.-W. MENKVELD, J. G. RAMSAY, S. M. SCHMID & R. ZURBRIGGEN, 2010.

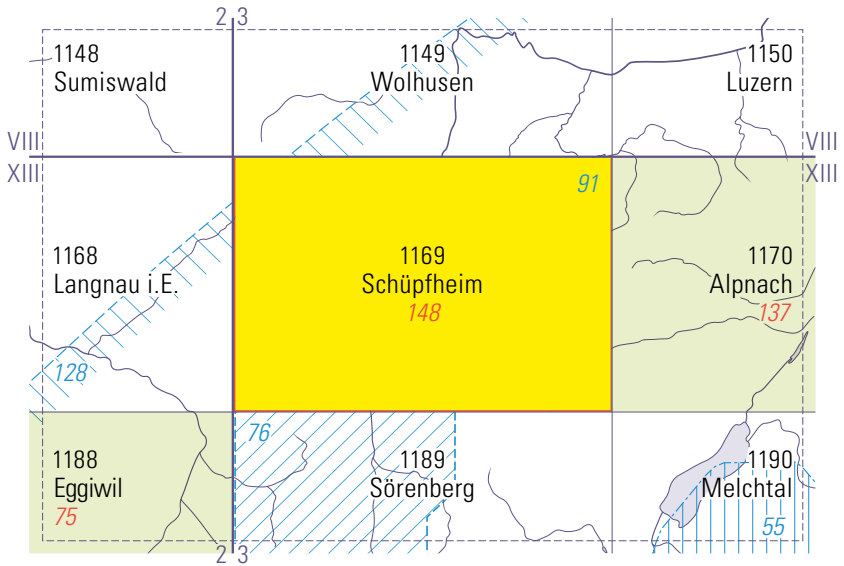


Fig. 27: Publierte geologische Karten mit topografischer Grundlage.

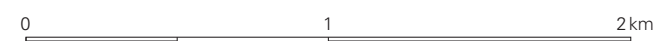
BEILAGE

Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Schüpfheim 1:25 000.

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Schüpfheim

von
Fritz Schlunegger

Massstab 1:25000

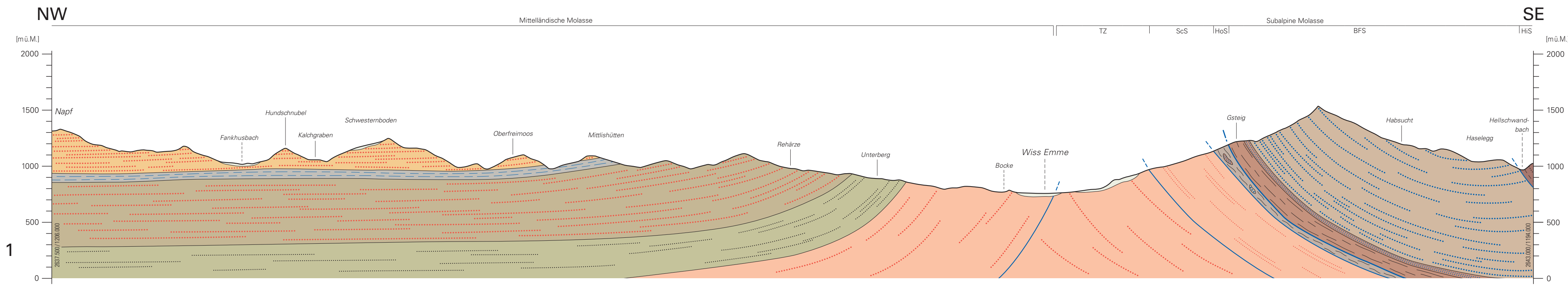
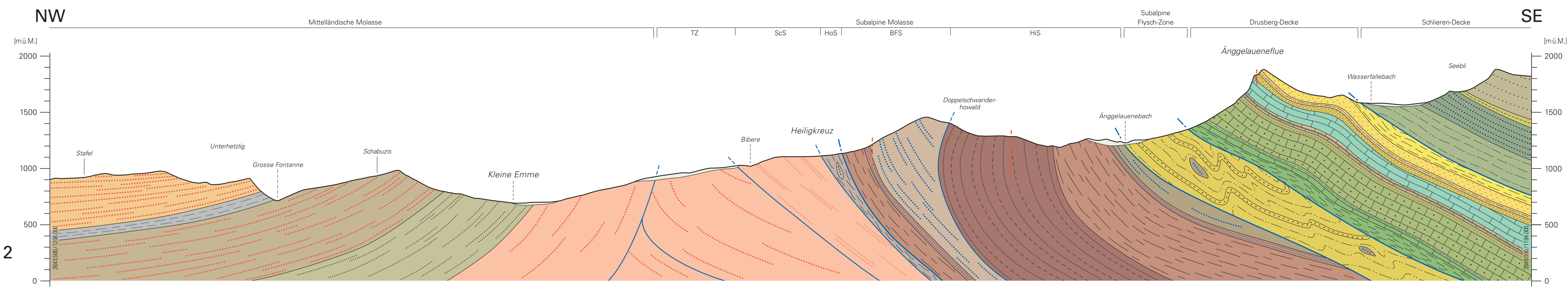
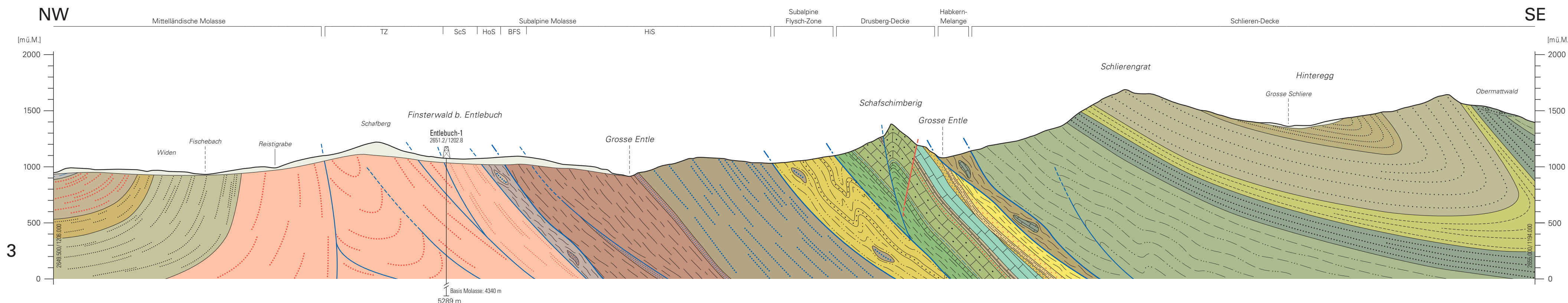
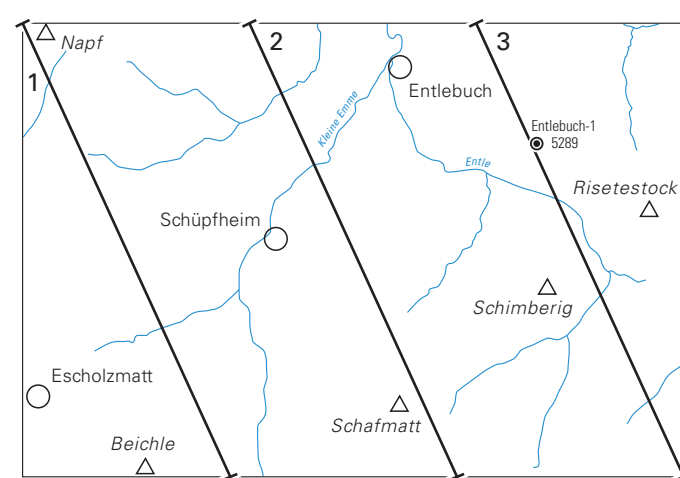


- Bruch, Verwerfung (gesichert / vermutet)
- Deckengrenze, Hauptaufschiebung der subalpinen Molasse (gesichert / vermutet)
- Schuppengrenze (gesichert / vermutet)

Tiefbohrung (mit Endtiefe)
5289 m

- TZ Triangelzone
- ScS Schangnau-Schuppe
- HoS Hornbüel-Schuppenzone
- BFS Beichlen-Farneren-Schuppe
- HIS Hilfern-Schuppe

Lage der Profile



- | | |
|--------------------------------|---|
| Oberhelvetikum | |
| Drusberg-Decke | |
| Eozän | <ul style="list-style-type: none"> Stad-Formation Niederhorn-Formation Wildstrubel-Formation Klimsenhorn-Formation |
| Frühe Kreide | <ul style="list-style-type: none"> Schrattenkalk-Formation Tierwis-Formation Kieselkalk-Echinodermenbrekzie Helvetischer Kieselkalk Gemsmättli-Bank Sichel-Kalk (Profil 2) / Bettis-Kalk (Profil 3) Vitznau-Mergel |
| Unterhelvetikum | |
| Subalpine Flysch-Zone | |
| 7. Spätes Eozän | <ul style="list-style-type: none"> Südhelvetischer Flysch Schürfling aus Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh |
| Molassebecken | |
| Subalpine Molasse | |
| Miozän | <ul style="list-style-type: none"> Sandsteinlagen Formation der Granitischen Molasse Grobsandsteinlage |
| Oligozän | <ul style="list-style-type: none"> Hornbüel-Schuppenzone mit Blöcken aus: Horw-Sandstein Konglomerat der Beichlen-Formation |
| Oligozän | <ul style="list-style-type: none"> Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh Konglomeratlage Beichlen-Formation Konglomeratlage Horw-Sandstein Grisigen-Mergel Hilferrn-Formation |
| Quartär | |
| Spätes Paläozän | <ul style="list-style-type: none"> Quartäre Ablagerungen im Allgemeinen Sackungsmasse |
| Unterpenninikum | |
| Schlieren-Decke | |
| Spätes Paläozän | <ul style="list-style-type: none"> Schlieren-Sandstein Schni-Sandstein «Obere Tonsteinschichten» Guber-Sandstein «Basaler Schlieren-Flysch» |
| Ultraschlieren | |
| Habkern-Melange | |
| 7. Spätes Eozän | <ul style="list-style-type: none"> «Wildflysch» Schürfling aus Wang-Formation |
| Mittelländische Molasse | |
| Miozän | <ul style="list-style-type: none"> Napf-Formation Konglomeratlage Eimätteli-Member («Basismergelzone») Schüpferegg-Nagelfluh Konglomeratlage St.-Gallen-Formation Sandsteinlage Luzern-Formation Sandsteinlage Formation der Granitischen Molasse Grobsandsteinlage |