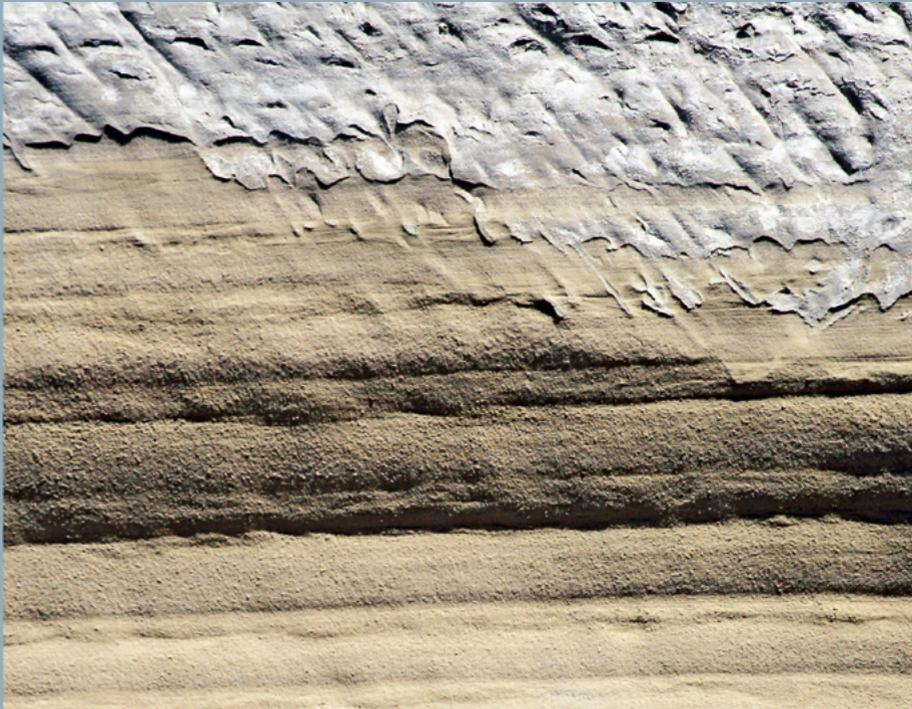


1148 Sumiswald 1149 Wolhusen 1168 Langnau i. E.

Erläuterungen

CHRISTIAN SCHLÜCHTER, ALFRED ISLER, JÜRIG JOST, CHRISTIAN GISLER, JÜRIG WANNER,
RETO MURER, STEFAN STRASKY, ANDREAS GRÜNIG und BEDA HOFMANN

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

163, 164 und 165

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

1:25 000

1148 Sumiswald

1149 Wolhusen

1168 Langnau i. E.

Erläuterungen

53 Textfiguren, 1 Tabelle und 9 Tafelbeilagen

verfasst von

CHRISTIAN SCHLÜCHTER, ALFRED ISLER, JÜRIG JOST,
CHRISTIAN GISLER, JÜRIG WANNER, RETO MURER,
STEFAN STRASKY, ANDREAS GRÜNIG und BEDA HOFMANN

2019



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karten

WANNER, J., GISLER, C., JOST, J., CHRISTENER, F. & NINCK, T. (2019): Blatt 1148 Sumiswald. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 163.

ISLER, A. & MURER, R. (2019): Blatt 1149 Wolhusen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 164.

VALLE, G. DELLA, SCHLÜCHTER, C., NINCK, T., LIECHTI, W., KOCHER, M., STRASKY, S., CHRISTENER, F., JOST, J., RUF-HAURI, G., BERTHER, R., BLEULER, S., BONER, M., KISSLING, S., CADUFF-LEBER, H., MINOTTI-ZENONI, T., RÖSCH, A. & KURMANN, E. (2019): Blatt 1168 Langnau i.E. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 165.

Erläuterungen

SCHLÜCHTER, C., ISLER, A., JOST, J., GISLER, C., WANNER, J., MURER, R., STRASKY, S., GRÜNIG, A. & HOFMANN, B. (2019): Blätter 1148 Sumiswald, 1149 Wolhusen, 1168 Langnau i.E. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 163–165.

Titelbilder

Umschlag

Nagelfluh der Napf-Formation (OSM). Die sichtbare Längsachse des grössten Blocks misst ca. 80 cm. Cholloch, südlich des Niederenzi, hinterster Hütteggrube (Koord. 2636.725/1206.525). Foto S. Strasky, 2019.

Karten

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI^{3D} mit der jeweiligen geologischen Übersichtskarte der Atlasblätter Sumiswald, Wolhusen bzw. Langnau i.E.

Erläuterungen

Parallellaminierter Sandstein mit Wellenrippeln und heller Verwitterungskruste im Dach der St.-Gallen-Formation (OMM). Wannenflied bei Ramsei (Koord. 2621.655/1205.250). Bildbreite: ca. 30 cm. Foto S. Strasky, 2019.

Herausgeber

© 2019, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

ISSN 1420-2913
ISBN 978-3-302-40095-2

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Zusammenfassung	8
Einführung	13
Stratigraphie	21
Neogen	21
Untere Süsswassermolasse	21
Obere Meeressmolasse	24
Obere Süsswassermolasse	57
Quartär	68
Pleistozän	75
Frühes Pleistozän	75
Mittleres Pleistozän	77
Spätes Pleistozän	102
Pleistozän oder Holozän	149
Holozän	157
Bemerkungen zu den quartärgeologischen Profilen	161
Morphologie und Landschaftsentwicklung	169
Sümpfe und Torfmoore	173
Tektonik	181
Hydrogeologie	190
Bohrungen	197
Rohstoffe	199
Der Rafrüti-Meteorit	211
Ur- und Frühgeschichte, historische Objekte	213
Literaturverzeichnis	216
Publizierte geologische Karten	230
Beilagen	233

VORWORT

Die Blätter Sumiswald, Wolhusen und Langnau i. E. (Nr. 163–165) schliessen eine der letzten Lücken in der Molasseregion des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 und geben Einblick in die Geologie des Napfberglandes und der weiteren Umgebung. Die gemeinsamen Erläuterungen liefern detaillierte Informationen, stellen die geologischen Befunde in einen überregionalen Kontext und vermitteln den aktuellen Kenntnisstand der Landschaftsentwicklung seit dem Miozän.

Die geologischen Kartierungen zu den vorliegenden Atlasblättern erfolgten blattspezifisch, über unterschiedliche Zeiträume (Langnau i. E. 1925–2019, Sumiswald 1982–2018, Wolhusen 1998–2002) und werden nachfolgend entsprechend aufgeführt. Die ersten Grundlagen des Atlasblattes Langnau i. E. bildeten die Kartierungen von Dr. Werner Liechti † (1925–1927, zwischen Emme und Ilfis) und Dr. Gianni della Valle † (1960–1962, Gebiet der Blaseflue). W. Liechti konzentrierte sich in seiner Arbeit auf die Molassegesteine und den Verlauf des Kohlehorizonts von Blapbach (LIECHTI 1928), G. della Valle bearbeitete im Rahmen seiner Dissertation auch ausführlich die quartären Lockergesteine (DELLA VALLE 1965). Im Anschluss an die Dissertation von G. della Valle beauftragte die Schweizerische Geologische Kommission (SGK) G. della Valle und Prof. Dr. Christian Schlüchter mit der Kartierung des Ost- bzw. Westteils des restlichen Gebiets von Blatt Langnau i. E. Zwischen 1978 und 2013 kartierte G. della Valle den Grossteil der Nordostecke des Kartengebiets, nördlich von Trub zwischen Lüdernalp und Napf. C. Schlüchter kartierte im Zeitraum von 1968 bis 2018 das Gebiet östlich der Emme von Ramsei bis zum Undere Frittebachgrabe. Zudem betreute er im östlich angrenzenden Gebiet mehrere Diplom- und Masterarbeiten. Dabei entstanden die Aufnahmen im Bereich des Untere und Obere Frittebachgrabe von Markus Boner (2001), Gabriela Ruf-Hauri (2001), Simon Kissling (2008), Helene Caduff-Leber (2008), Tiziana Minotti-Zenoni (2008), Mario Kocher (2012), Andrea Rösch (2012) und Fabian Christener (2013). Ergänzende Kartierungen wurden von Rebecca Berther (2012, zwischen Oberem Frittebachgrabe und Gohlgrabe) und Dr. Stefan Strasky (2011–2018, Umgebung von Langnau i. E., Grat Oberrämis–Lüdernalp sowie Zingge- und Goldbachgrabe) ausgeführt. Im Ostteil, im Gebiet südlich von Trub und nördlich der Ilfis, kartierten im Auftrag der Geologischen Landesaufnahme von 2011 bis 2012 M. Kocher und Sascha Bleuler den Teil im Kantonsgebiet Bern sowie Thomas Ninck den Teil im Kantonsgebiet Luzern. Im selben Auftrag revidierten M. Kocher und T. Ninck die Karte von W. Liechti hinsichtlich der Verbreitung der quartären Lockergesteine (2016–2017, Ost- bzw. Westteil). Mit Fokus auf die quartären Lockergesteine kartierte C. Schlüchter 2018–2019 das Gebiet zwischen Emme und Schüpbachkanal. Die verschiedenen Kartierungen wurden von F. Christener zu einem einheitlichen Kartenbild zusammengestellt. Im Auftrag der Geologischen Landesaufnahme überarbeitete Jürg Jost 2016–2018 alle Molasseeinheiten im Gebiet von Blatt Langnau i. E. Die Molassekartierung wurde 2018 von

Dr. Eva Kurmann mit der Konstruktion der Ausbissgeometrie des Eimätteli-Members mittels geologischer 3D-Modellierung komplettiert.

Mit der geologischen Aufnahme des Atlasblattes Sumiswald wurde 1982 Dr. Jürg Wanner als externer Mitarbeiter der SGK beauftragt. Zwischen 1982 und 2011 kartierte J. Wanner den Grossteil des Atlasblattes Sumiswald. 2012 nahm Christian Gisler im Auftrag der Geologischen Landesaufnahme das Gebiet zwischen Luthern und Langete auf und schloss damit die Lücke in der Nordostecke des Kartengebiets. J. Jost, T. Ninck und F. Christener revidierten ebenfalls im Auftrag der Geologischen Landesaufnahme die bestehenden Kartengrundlagen. J. Jost nahm von 2013 bis 2017 eine Gesamtrevision der Molasse vor. T. Ninck und F. Christener ergänzten 2018 die quartären Deckschichten im östlichen bzw. westlichen Kartengebiet.

Die geologische Kartierung im Gebiet des Atlasblattes Wolhusen wurde 1997 von der Geologischen Landesaufnahme veranlasst und von 1998 bis 2002 durch Dr. Alfred Isler und Reto Murer ausgeführt.

Die vorliegenden Erläuterungen gelten für alle drei Kartenblätter. Es ist das erste Mal in der Produktionsgeschichte des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000, dass mehrere Blätter mit einem gemeinsamen Erläuterungstext erscheinen. Das Zusammenfügen der ursprünglich blattspezifisch vorhandenen Informationen zu einem Gesamtbild stellte eine grosse Herausforderung dar. Der Blick über die Blattgrenzen hinweg ermöglichte jedoch, die lokale Geologie in einen regionalen Kontext zu stellen und grössere Zusammenhänge aufzuzeigen. Angaben zu den einzelnen Beiträgen in den Erläuterungen finden sich auf der folgenden Seite. Die Redaktion der Karten und der Erläuterungen erfolgte durch S. Strasky. Im Namen der SGK begutachteten Dr. Hans Rudolf Graf, Prof. Dr. Jon Mosar, Prof. Dr. Fritz Schlunegger und Prof. Dr. O. Adrian Pfiffner die Atlasblätter sowie die zugehörigen Tafeln und Erläuterungen. Die Kommentare der Gutachter haben wesentlich zur Verbesserung der Inhalte beigetragen. F. Schlunegger trug zudem mit konstruktiven Diskussionen zur Klärung verschiedener Fragen bei. Dr. Daniel Kälin lieferte viele lokalgeologische Ergänzungen, darunter zahlreiche Hinweise auf Kleinsäugerfundstellen, und trug damit zur chronostratigraphischen Einordnung der Molassegesteine bei. Dr. Oliver Kempf half bei magnetostratigraphischen Korrelationen und bei der Interpretation von Sedimentstrukturen. Wertvolle Daten und Anregungen lieferten E. Kurmann und Salomè Signer zur Tektonik und den Molasseprofilen sowie Andreas Grünig zur Verbreitung der Sumpf- und Moorgebiete. Dr. Christian Isenschmid sowie Samuel Riedener, Marcel Obrist und Ruedi Baumeler sei für Auskünfte und die Bereitstellung der kantonalen Daten von Bern bzw. Luzern und Dr. Marcel Pfiffner für die Beschaffung der unveröffentlichten Daten gedankt. Weitere Beiträge lieferten Jonas Glanzmann (Burgstellen und Erdwerke), Barbara Höhn Jost (Korrekturlesen des Molassemanuskripts), Benedict Hotz (Zugang zur Sammlung des Natur-Museums Luzern), Dr. Ursula Menkveld-Gfeller (Zugang zur Sammlung des Naturhistorischen Museums Bern), Dr. André

Rehazek (Bestimmung der Knochenfunde aus der Kiesgrube Dicki), Dr. Thomas Burri (petrographische Bestimmung der Findlinge), Prof. Dr. Ebbe Nielsen und Dr. André F. Lotter (Ur- und Frühgeschichte).

Dr. Reto Burkhalter lektorierte die vorliegenden Erläuterungen. Für die Übersetzung der Zusammenfassung ins Französische und Italienische waren Dr. Alain Morard und Dr. Thomas Galfetti besorgt. Die kartographische Aufbereitung der Karten und Tafeln führte Doris Reber aus; unterstützt wurde sie dabei für das Kartenblatt Wolhusen von Remo Trüssel. Die Textfiguren wurden von Bruno Reber, D. Reber und Reto Casty bearbeitet, den Schriftsatz gestaltete Renato Howald.

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

AUTORENSCHAFT DER ERLÄUTERUNGEN

Erste blattspezifische Erläuterungstexte zu den Atlasblättern Wolhusen und Sumiswald wurden von A. Isler und R. Murer bzw. J. Wanner und C. Gisler verfasst. Mit dem Entscheid, gemeinsame Erläuterungen zu den drei Blättern Wolhusen, Sumiswald und Langnau i. E. zu publizieren, musste die Autorenschaft neu organisiert werden. Der geplante Inhalt der gemeinsamen Erläuterungen wurde thematisch aufgeteilt und den beteiligten Autoren zugeordnet.

Die Kapitel Einführung und Stratigraphie wurden weiter unterteilt: J. Jost verfasste die Texte zur Molasse, C. Schlüchter und A. Isler jene zum Quartär. C. Schlüchter rekonstruierte die quartäre Forschungsgeschichte und verfasste im Wesentlichen die einleitenden Texte zum Frühen, Mittleren und Späten Pleistozän sowie die Beschreibung der quartären Einheiten im Gebiet der Blätter Sumiswald und Langnau i. E. Zudem zeichnet er für die Bemerkungen zu den quartärgeologischen Profilen und zur Morphologie und Landschaftsentwicklung verantwortlich. A. Isler verfasste insbesondere den quartärgeologischen Überblick und die Beschreibung sämtlicher quartärer Einheiten im Gebiet des Atlasblattes Wolhusen. Ausserdem steuerte er im gesamten Quartärteil einzelne kleinere Beiträge bei. Der Abschnitt zu den Sümpfen und Torfmooren stammt von A. Grünig. Das Kapitel Tektonik wurde von C. Gisler, A. Isler und S. Strasky verfasst. Der einleitende Text, die Bemerkungen zu den Molasseprofilen und die Beschreibung der Störungszonen stammen von S. Strasky. Beiträge lieferten F. Schlunegger zu den Profilen und C. Schlüchter zu den Störungszonen. A. Isler lieferte die Beschreibungen zu den Antiklinal- und Synklinalstrukturen im Gebiet von Blatt Wolhusen und C. Gisler die Entwicklungsgeschichte des Molassebeckens. Das Kapitel Hydrogeologie verfasste J. Wanner, mit Ausnahme des Abschnitts zu den Heilquellen und -bädern, welcher grösstenteils von C. Schlüchter stammt. Das Kapitel Bohrungen schrieb C. Gisler, ergänzt wurde es mit Texten von A. Isler (Blatt Wolhusen) und C. Schlüchter (Blatt Langnau i. E.). Die Beschreibung der Rohstoffe erfolgte durch A. Grünig (Torf), J. Wanner (Schieferkohle), S. Strasky (Molassekohle, Uran), A. Isler (Erdöl

und Erdgas, Kopf- und Bollensteine, Spezielle Minerale, Eisenerz) und C. Schlüchter (Ton, Kies und Sand, Nagelfluh und Sandstein, Gold, Glassand). Prof. Dr. Beda Hofmann verfasste den Text zum Rafrüti-Meteoriten. Das Kapitel Ur- und Frühgeschichte, historische Objekte stammt von J. Jost mit Beiträgen von J. Glanzmann (Blätter Sumiswald und Langnau i.E.).

Mai 2019

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
Landesgeologie

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet der Atlasblätter Wolhusen, Sumiswald und Langnau i. E. liegt fast ausschliesslich in der mittelländischen Molasse. Einzig im südöstlichsten Gebietsanteil von Blatt Langnau i. E. ist mit der Triangelzone der Übergang zur subalpinen Molasse dokumentiert.

Die Sedimentabfolge der mittelländischen Molasse besteht aus Gesteinen der Unteren Süsswassermolasse (USM, Aquitanien), der Oberen Meeresmolasse (OMM, Burdigalien) und der Oberen Süsswassermolasse (OSM, Burdigalien-Langhien). Die USM ist nur im Südosten des Gebiets der Blätter Wolhusen und Langnau i. E. aufgeschlossen. Sie besteht aus arkoseähnlichem Sandstein und siltigem Mergel. Den Grossteil der Gesteine im Gebiet der drei vorliegenden Atlasblätter bilden Konglomerate und Sandsteine der OMM und der OSM. Im Gebiet von Blatt Langnau i. E. und teilweise auch in jenem von Blatt Wolhusen ersetzt die terrestrische Schüpferegg-Nagelfluh die Ablagerungen der OMM. Die Gesteinschichten sind meist flachliegend, lokal kommen schwach ausgebildete Antiklinal- und Synklinalstrukturen vor. Nach Südosten nimmt der Deformationsgrad der Molasse leicht zu. Eine südvergente Rücküberschiebung trennt die mittelländische Molasse von der Triangelzone der subalpinen Molasse ab. Letztere wird von arkoseähnlichem Sandstein und Mergel der USM (Aquitanien) gebildet.

Im Quartär überprägten in erster Linie fluviatil-erosive und in beschränktem Masse glaziale Prozesse das Gebiet der vorliegenden Atlasblätter. Intensive Verwitterung und Erosionsvorgänge im Frühen Pleistozän modellierten die Molasseoberfläche zu einem komplexen Relief. Dieses wurde zu Beginn des Mittleren Pleistozäns in der Grössten Eiszeit der Alpen (Möhlin-Eiszeit) während eines (mehrphasigen?) Vorstosses des Walliser Gletschers von «Höhenschottern» überdeckt, die in allen drei Kartengebieten relikttisch erhalten geblieben sind. Der Walliser Gletscher erreichte dabei von Westen vorrückend die Linie Entlebuch-Wolhusen-Soppensee, wo es zum Zusammenfluss mit dem Aare-Reussgletscher kam. Moränenrelikte, «Höhenschotter», Findlinge sowie alte Verwitterungsbildungen zeugen von der Grössten Eiszeit der Alpen in allen drei Kartengebieten. Die jüngeren mittelpleistozänen Vergletscherungen sind im Gebiet der drei Atlasblätter nur relikttisch dokumentiert. Der Beginn des Späten Pleistozäns ist mit eemzeitlichen Sedimenten im Gebiet des Blattes Sumiswald einzigartig dokumentiert und absolut datiert. Eemzeitliche Ablagerungen sind möglicherweise auch in den Gebieten der Blätter Langnau i. E. und Wolhusen in Bohrungen vorhanden. Während der Letzten Eiszeit hinterliessen der Aare-Reussgletscher und der Waldemme- und Entlegletscher in der Osthälfte des Gebiets von Blatt Wolhusen zahlreiche, zum Teil nur kleinräumig vorhandene eiszeitliche Sedimente. Das übrige Gebiet der drei Atlasblätter blieb – abgesehen von einer lokalen Vergletscherung der Napfgipfelregion – letzteiszeitlich eisfrei. Der Unterschied zwischen letzteiszeitlich vergletscherten und eisfreien Gebieten tritt morphologisch deutlich

in Erscheinung und zeigt sich auch in der Verbreitung der holozänen Sumpf- und Mooregebiete, die sich grösstenteils auf die ehemaligen Zungenbecken beschränken. Die holozäne fluviatile Erosion und Materialumlagerung bildet in Abhängigkeit von sommerlichen Starkniederschlägen eine latente Naturgefahr.

RÉSUMÉ

Le territoire des feuilles Wolhusen, Sumiswald et Langnau i.E. se situe presque exclusivement dans la Molasse du Plateau. Ce n'est que dans le coin sud-est de la feuille Langnau i.E. que la «Triangelzone» matérialise le passage à la Molasse subalpine.

La succession sédimentaire de la Molasse du Plateau est constituée par les roches de la Molasse d'eau douce inférieure (USM, Aquitanien), de la Molasse marine supérieure (OMM, Burdigalien) et de la Molasse d'eau douce supérieure (OSM, Burdigalien-Langhien). L'USM n'affleure que dans la partie sud-est des feuilles Wolhusen et Langnau i.E. Elle comprend des grès arkosiques et des marnes silteuses. La majeure partie des trois cartes est couverte par les conglomérats et les grès de l'OMM et de l'OSM. Sur la feuille Langnau i.E. et également en partie sur la feuille Wolhusen, l'OMM est remplacée par les dépôts terrigènes du Poudingue de la Schüpferegg. Le pendage des couches est généralement horizontal, avec localement des structures anticlinales et synclinales peu prononcées. Le degré de déformation de la Molasse augmente légèrement en direction du sud-est. Un rétrochevauchement à vergence sud sépare la Molasse du Plateau de la «Triangelzone» (Molasse subalpine). Cette dernière est constituée de grès arkosiques et de marnes de l'USM (Aquitanien).

Le Quaternaire des trois feuilles est dominé principalement par des processus d'érosion fluviatile et, dans une moindre mesure, par des processus glaciaires. La topographie complexe de la surface molassique a été modelée par une érosion et une altération intenses au cours du Pléistocène précoce. Ce relief a ensuite été recouvert par les graviers des «Höhenschotter». Ceux-ci se sont déposés lors de l'avancée (polyphasée?) du glacier Valaisan au début du Pléistocène moyen, pendant la plus grande période glaciaire des Alpes (Période glaciaire de Möhlin); des reliques de ces dépôts sont préservés sur les trois feuilles. Le glacier Valaisan s'avancait alors depuis l'ouest jusqu'à une ligne Entlebuch-Wolhusen-Soppensee, où il rejoignait le glacier de l'Aar-Reuss. Des reliques de moraines, les «Höhenschotter», des blocs erratiques, ainsi que d'anciens sédiments d'altération témoignent de cette plus grande période glaciaire des Alpes sur les trois feuilles. Les glaciations subséquentes du Pléistocène moyen sont documentées de manière fragmentaire sur l'ensemble du territoire cartographié. Le début du Pléistocène tardif est représenté, de manière exceptionnelle sur la feuille Sumiswald, par des sédiments datés de l'Eémien. Il est possible qu'ils soient aussi présents en forages sur

les feuilles Langnau i.E. et Wolhusen. Lors de la Dernière Période Glaciaires, les glaciers de l'Aar-Reuss, de la Waldemme et de l'Entle ont laissé de nombreux dépôts, en partie de faible extension, dans la moitié orientale de la feuille Wolhusen. Le reste du territoire des trois feuilles était alors demeuré libre de glace, à l'exception d'englacements locaux dans la région sommitale du Napf. La distinction entre les régions englacées et celles libres de glace lors de la Dernière Période Glaciaire est nettement visible morphologiquement; elle est également marquée par la répartition des marais et tourbières holocènes qui sont pour la plupart limitées aux dépressions proglaciaires de cette période. L'érosion fluviale holocène et la remobilisation de matériel représente un danger naturel latent, dont l'occurrence dépend des fortes précipitations estivales.

RIASSUNTO

Il territorio dei fogli Wolhusen, Sumiswald e Langnau i.E. si situa quasi esclusivamente nella Molassa dell'Altopiano. La sola eccezione si trova a sud-est del foglio Langnau i.E. dove, nella «Triangelzone», è documentata la transizione alla Molassa subalpina.

La sequenza sedimentaria della Molassa dell'Altopiano è costituita da rocce della Molassa d'acqua dolce inferiore (USM, Aquitaniano), della Molassa marina superiore (OMM, Burdigaliano) e della Molassa d'acqua dolce superiore (OSM, Burdigaliano-Langhiano). La Molassa d'acqua dolce inferiore affiora solamente a sud-est dei fogli Wolhusen e Langnau i.E. ed è costituita da un'arenaria simile ad un'arcosa e da una marna siltosa. La maggior parte delle rocce presenti nelle aree cartografate sono rappresentate da conglomerati e arenarie della OMM e della OSM. Nella regione del foglio Langnau i.E., e in parte del foglio Wolhusen, i sedimenti della OMM sono sostituiti dal conglomerato terrestre della Schüpferegg. Gli strati rocciosi hanno giacitura essenzialmente orizzontale, con sviluppi locali di deboli strutture anticlinali e sinclinali. A sud-est, il grado di deformazione della Molassa aumenta leggermente. Un retroscorrimento a vergenza sud separa la Molassa dell'Altopiano dalla «Triangelzone» della Molassa subalpina. Quest'ultima è formata da un'arenaria simile ad un'arcosa e da una marna della USM (Aquitaniano).

Durante il Quaternario i processi fluviali-erosivi sono prevalenti, mentre i processi glaciali occupano una porzione minore. L'intensa azione dell'alterazione e dell'erosione durante il Primo Pleistocene hanno modellato la superficie della Molassa in un rilievo complesso. All'inizio del Pleistocene Medio il rilievo fu ricoperto da una ghiaia («Höhenschotter») generata dalla più grande glaciazione delle Alpi (glaciazione di Möhlin) durante l'avanzata (multifase?) del ghiacciaio vallesano. Questa ghiaia è conservata su tutti i tre fogli. Il ghiacciaio vallesano proveniente da ovest raggiunse la linea Entlebuch - Wolhusen - Soppensee, dove incontrò il ghiacciaio dell'Aare-Reuss. Vestigia moreniche, ghiaie («Höhenschotter»), massi erratici-

ci e antiche forme di alterazione testimoniano l'attività della più grande era glaciale delle Alpi. Le glaciazioni successive del Pleistocene Medio sono scarsamente documentate. Nell'area del foglio Sumiswald, l'inizio del Tardo Pleistocene è esclusivamente documentato e datato con sedimenti del periodo interglaciale dell'Eemiano, ma possibilmente anche in sondaggi presenti nelle aree dei fogli Langnau i. E. e Wolhusen. Durante l'Ultima glaciazione, i ghiacciai dell'Aare-Reuss, della Waldemme e dell'Entle hanno depositato numerosi sedimenti glaciali nella metà orientale del foglio Wolhusen, ma in parte unicamente in piccole aree. L'area rimanente dei tre fogli è rimasta priva di ghiaccio durante l'Ultima era glaciale, ad eccezione di una glaciazione locale nella regione del Napf. La differenza tra le aree ricoperte dal ghiaccio dall'Ultima glaciazione e quelle libere è morfologicamente chiaramente visibile. Essa si distingue anche nella distribuzione di paludi e torbiere dell'Olocene, che sono in gran parte confinate nei vecchi bacini glaciali linguiformi. L'erosione fluviale olocenica e la deposizione di materiali rappresenta un pericolo naturale latente durante le forti precipitazioni estive.

SUMMARY

The region covered by the Wolhusen, Sumiswald and Langnau i.E. map sheets is situated almost completely within the Plateau Molasse. The transition to the Subalpine Molasse is documented only in the southeasternmost area of the Langnau i. E. map sheet with the occurrence of the Triangle zone.

The sedimentary sequence of the Plateau Molasse comprises rocks from the Lower Freshwater Molasse (USM, Aquitanian), the Upper Marine Molasse (OMM, Burdigalian) and the Upper Freshwater Molasse (OSM, Burdigalian-Langhian). The USM occurs only in the southeastern part of the area of the Wolhusen and Langnau i.E. map sheets and consists of arkose-like sandstones and silty marls. The prominent rocks within the area of the three map sheets are conglomerates and sandstones of the OMM and OSM. In the region of the Langnau i. E. map sheet and, to some extent, in the area of the Wolhusen map sheet, the terrestrial Schüpferegg Conglomerate replaces the OMM. The sedimentary beds are generally sub-horizontal, gentle anti- and synclines occur locally, and the degree of deformation of the Molasse increases towards the southeast. A south-vergent backthrust finally marks the limit between the Plateau Molasse and the Triangle zone (Subalpine Molasse). The latter consists of arkose-like sandstones and marls of the USM (Aquitanian).

During the Quaternary, fluvial erosion dominated the landforming processes while glacially related processes were limited. In the Early Pleistocene, extensive weathering and erosion modelled the molasse bedrock surface into a complex relief. The «Höhenschotter» deposited on top of this bedrock topography, possibly by multiple ice advances of the Valais Glacier during the Most Extensive Glaciation of

the Alps (Möhlin Glaciation) at the beginning of the Middle Pleistocene, is sparsely preserved in the three map areas. The Valais Glacier, advancing from the west, reached the Entlebuch–Wolhusen–Soppensee line with its eastern margin, where it joined the Aare-Reuss Glacier. This was the confluence area of the Valais and Aare-Reuss glaciers. Till, «Höhenschotter», erratic boulders and palaeo-weathering products occur in all three map areas and are evidence of the Most Extensive Glaciation of the Alps in the Napf region. The younger Middle Pleistocene glaciations are poorly documented, while the beginning of the Late Pleistocene is well documented with Eemian sediments that have been absolutely dated and thus represent a unique reference point in the Sumiswald map sheet area. Eemian sediments are probably also present in the subsurface of the Wolhusen and Langnau i.E. map sheet areas, as can be inferred from drill-cores. Glacial sediments attributed to numerous units of the Last Glaciation were deposited by the Aare-Reuss, Waldemme and Entle glaciers and occur, some with limited local extent, in the eastern part of the area of the Wolhusen map sheet. The remaining region of the three map sheets was generally ice-free during the Last Glaciation, with the exception of the ice-covered summit area of the Napf. The difference between ice-covered and ice-free areas during the Last Glaciation is reflected in the today's morphology and can also be seen in the distribution of Holocene peatlands, which mainly occur in former tongue basins of glaciers. The Holocene fluvial erosion and redeposition represents, especially in relation to heavy summer rainfall, a latent natural hazard.

EINFÜHRUNG

Geologischer Überblick

Das Gebiet der Atlasblätter Wolhusen, Sumiswald und Langnau¹ gehört, trotz teilweise gebirgigem Relief und beträchtlicher Höhenlage von bis zu 1406 mü.M. (Napfgipfel), geologisch grösstenteils zur mittelländischen Molasse, mit einem kleinen Anteil subalpiner Molasse (Blatt Langnau). Die Ablagerungen der drei Kartengebiete sind durch detritische Sedimente, die von einem grossen verwilderten Flusssystem aus den Alpen ins Vorlandbecken verfrachtet wurden, aufgebaut. Die ins Molassemeer eingetragenen Sedimente wurden durch Wellengang und Strömungen verteilt. Das im Miozän mächtigste Flusssystem der Zentralalpen hatte einst ein Einzugsgebiet, das bis in die Gegend des heutigen südlichen Wallis reichte. Es bildete während rund 15 Ma einen ausgedehnten Schuttfächer, der durch die gewaltige Menge des abgelagerten Materials sukzessive gegen Norden progradierte und sich zeitweise mit den Meeressedimenten verzahnte (Fan-Delta). Im Laufe der Jahrmlionen wurden im Alpenbogen verschiedenste Gesteinseinheiten erodiert, was sich in der Zusammensetzung der Sedimente im Molassebecken widerspiegelt (SCHLUNEGGER 2001). Die Schichtabfolgen der vorliegenden Atlasblätter umfassen davon altersmässig den Zeitabschnitt von ca. 22 bis 13 Ma vor heute. Unterschiedlich starke Hebungsvorgänge der Alpen beeinflussten sowohl die Erosionsraten im Gebirge als auch die Geometrie des Molassebeckens. Aufgrund dieser tektonischen Ereignisse änderten auch im Vorlandbecken die Schüttungsintensität und die Richtung der Sedimentzufuhr. So wurden im Zeitraum der Oberen Meeresmolasse grobe Konglomerate mehrfach bis weit ins Mittelland und sogar bis in den Bodenseeraum verfrachtet. Zur Zeit der Oberen Süsswassermolasse dagegen wurden nur noch im zentralen Napf-Schuttfächer mächtige Nagelfluhbildungen abgelagert, d. h., die Konglomeratschüttungen drangen nicht mehr bis ins Mittelland vor (VON SALIS 1967). Die Gesteine aller drei vorkommenden lithostratigraphischen Gruppen (Untere Süsswassermolasse, USM, Aquitanien; Obere Meeresmolasse, OMM, Burdigalien; Obere Süsswassermolasse, OSM, Burdiga-

¹ Langnau i.E.; einfachheitshalber wird hier auf die Abkürzung der näheren geographischen Bezeichnung «im Emmental» verzichtet. Gleiches gilt auch für Affoltern i.E., Häusernmoos i.E., Wasen i.E. und Weier i.E.

lien–Langhien) bestehen aus Nagelfluh, Sand- und Schlammstein sowie Mergel¹. Vor rund 6 bis 5 Ma endete der Sedimenteintrag ins Molassebecken und grossräumige Erosion trug die jüngsten Molasseablagerungen weitgehend ab (KUHLEMANN 2000, CEDERBOM et al. 2004, 2011 u. a.). Die Molasse weist im vorliegenden Gebiet überwiegend einen einfachen tektonischen Bau auf, mit wenigen, schwach ausgeprägten Synklinal- und Antiklinalstrukturen.

Obwohl der Napf-Schuttfächer als relativ homogener Ablagerungsraum erscheint, ist er bei genauerer Betrachtung regional lithologisch und insbesondere biofaziell sehr vielfältig ausgebildet.

Die älteste Einheit im kartierten Gebiet ist die Formation der Granitischen Molasse (USM II²). Sie kommt lediglich in den südöstlichsten Gebieten der Atlasblätter Wolhusen und Langnau vor und besteht vorwiegend aus grobkörnigem Sandstein mit hohem Kristallinanteil. Die OMM (Luzern-Formation, OMM I; St.-Gallen-Formation, OMM II) ist in sehr unterschiedlicher sedimentärer und biologischer Fazies präsent. Während der Ablagerungsraum des nordwestlichen Teils von Atlasblatt Sumiswald im Einflussbereich der stenohalinen marinen Ablagerungen des zentralen Mittellandes liegt, sind die OMM-Sedimente im Raum Wolhusen und im Emmental Ausläufer flacher Meeresbuchten mit schwankender Salinität. Im zentralen Napf-Schuttfächer sind keine marinen Ablagerungen vorhanden, dort herrschten während des ganzen Miozäns terrestrische Bedingungen. Aus diesem Grund wurden kartenübergreifend für die Obere Meeresmolasse drei Gebiete ausgeschieden, die separat beschrieben werden. Die OSM (Napf-Formation) schliesslich bildet flächenmässig den dominierenden Anteil und weist regional ebenfalls deutliche Unterschiede auf. Eine Sonderstellung nimmt im Gebiet des Atlasblattes Langnau die Formation der Schüpferegge-Nagelfluh ein. Zwar kann diese biostratigraphisch und magnetostratigraphisch als zeitliches Äquivalent der OMM eingestuft werden, lithologisch-faziell ist jedoch eine Zuordnung so-

¹ Im Berndeutschen wird von Nagelflue, Sandflue und Läberflue gesprochen, wobei mit Flue (Flueh, Fluh) ein Festgestein bezeichnet wird und nicht nur ein geomorphologisches Element (RUTSCH 1968). Das Wort Nagelflue hat die Bedeutung von Festgestein, an dessen Oberfläche Gerölle wie Nagelköpfe hervorragen und das sich durch besondere Zähigkeit auszeichnet, also ein «genagelter», durch Nägel fest verbundener Fels ist. Ohne zusätzliche Wortverbindung (z. B. -wand, -gring) hat Nagelfluh im Dialekt keine geomorphologische Bedeutung (RUTSCH 1968). Das Wort Sandflue bzw. Sangflue wird im Dialekt sehr wohl für ein geomorphologisches Element verwendet und bedeutet steiles Gelände aus Sandstein, wo – auch im Gegensatz zur Nagelflueward – direkt Bausteine (Quader, Platten) gehauen werden können. Mit Läberflue wird kein geomorphologisches Element, sondern in erster Linie schlechter, meist wasserstauer Baugrund bezeichnet. Beim Wege- und Brunnenbau heisst «me isch uf d'Läberflue cho», dass der Untergrund brüchig, meistens durchnässt, lehmig und rutschanfällig ist. In der Fachsprache entspricht die Läberflue einem mehr oder weniger sandigen Mergel.

² Neben den Formationsnamen wird hier die Nomenklatur von BERGER et al. (2010) verwendet. USM I und USM II bezeichnen oligozäne bzw. miozäne Anteile der USM. USM III wird als nicht-marines Äquivalent der OMM verwendet. OMM I und OMM II stehen für die Luzern- bzw. St.-Gallen-Formation.

wohl zur USM II als auch zur OSM möglich. Deshalb wird sie in diesem Gebiet als USM III – OSM bezeichnet, dies im Gegensatz zu den Atlasblättern Schöpfheim (SCHLUNEGGER et al. 2016) und Wolhusen, wo die Schöpferegg-Nagelfluh stets im Hangenden der OMM auftritt und somit als OSM kartiert und beschrieben wurde.

Bereits während der «pliozänen Schichtlücke» wurden das Napfbergland und sein nördliches Vorgelände infolge der fortschreitenden Ausbildung und Eintiefung des Entlebuches immer mehr landschaftsgenetisch vom Alpenrand abgekoppelt und zum eigenständigen Mittelgebirge geformt. Während der eiszeitlichen Klimaschwankungen hat sich diese Entwicklung wohl noch beschleunigt. Das sich entwickelnde fluviatile Gewässernetz schuf zahlreiche, sich rasch eintiefende Gräben und Kerbtäler, die die ursprüngliche Schichtstufenlandschaft engmaschig durchsetzen und gewissermassen erst sichtbar machten. Die vorletzteiszeitlichen Gletschervorstösse führten an der Peripherie des Gebiets zu breit ausgeformten Trogtälern, wie das Rotbachtal, das Lutherental zwischen Hüswil und Gettnau, das Seewagtal und die Talung der Kleinen Emme. Die quartären Ablagerungen umfassen nicht nur Moränen, Schotter und lakustrische Sedimente der Letzten Eiszeit («Würm» der älteren Literatur), sondern auch Überbleibsel vorangegangener, mittelpleistozäner Eiszeiten und datierte Ablagerungen der Letzten Warmzeit (Eem, s. u.).

Während der mittelpleistozänen Eiszeiten (insbesondere «Riss» der älteren Literatur) lag der Westen des vorliegenden Gebiets unter dem Eis des Walliser Gletschers (Rhonegletscher), der bis ungefähr auf die Linie Thun–Schangnau–Escholzmatt–Entlebuch–Wolhusen vorsties (RUTSCH 1967). Er vereinigte sich hier mit dem Eis des von Südosten her zufließenden Aare-Reussgletschers. Das dazwischenliegende Bergland war von lokalen Gletschern, dem Waldemme- und dem Entlegletscher, bedeckt. Einzig der 1406 m ü.M. hohe Gipfel des Napfs ragte als Nunatak aus dem alpinen Eisstrom. Zur Zeit der maximalen Ausdehnung der letzteiszeitlichen Alpengletscher (letzteiszeitliches Gletschermaximum, LGM) war das Napfbergland schneebedeckt bzw. in den höheren Lagen verfirmt mit kleinen, lokalen Gletscherzungen in den grösseren Tälern. Der Aare-Reussgletscher stiess mit mehreren Zungen weit in das Gebiet zwischen Wigger- und Suhrental vor (Staffelbach-Stadium). Sein Eisrand verlief dabei entlang der Talfurche Schachen–Werthenstein–Wolhusen–Menznau–Willisau (Fig. 1). Wenig südlich von Wolhusen, etwa zwischen Egghüsli und Guggernell, vereinigte sich der Hauptgletscher mit dem tributären Waldemmeletscher und zwischen Neuhaus und Schniderhüsli mit dem Entlegletscher. Der Walliser Gletscher erreichte das Gebiet der vorliegenden Blätter Wolhusen, Sumiswald und Langnau während der Letzten Eiszeit nicht mehr.

Während Reste von Ablagerungen der mittelpleistozänen Eiszeiten auf den Höhenrücken aller drei Kartengebiete erhalten geblieben sind (sowie möglicherweise auch reliktsch in den tiefen Taltrögen), sind die jüngeren, fluviatilen Ablagerungen



Fig. 1: Digitales Höhenmodell (swissALTI^{3D}) des Gebiets von Atlasblatt Wolhusen und Umgebung. Beachtenswert ist insbesondere die fein ziselierte Landschaft im westlichen Kartengebiet. Dieses Gebiet war während der Letzten Eiszeit eisfrei. Im Gegensatz dazu lag die östliche Hälfte mit ihrer sanften Geländemorphologie praktisch vollständig unter Eis.

gerungen, die im Gebiet der Blätter Langnau und Sumiswald seit dem Ende der Vorletzten Eiszeit abgelagert worden sind, im Gebiet von Blatt Wolhusen durch den letzten Vorstoss des Aare-Reussgletschers und der Lokalgletscher (Waldemme- und Entlegletscher) mehrheitlich wieder ausgeräumt und durch glaziale und glazifluviatile Sedimente (Moräne, randglaziale Schotter u. ä.) ersetzt worden.

Datiert ist die Gondiswil-Formation («Mittlere Zeller Schotter» mit eemzeitlicher Schieferkohle), die Hauptterrasse des Emmental-Schotters des letzteiszeitlichen Gletschermaximums sowie die Sedimente des Soppensees. Der Dürrenroth-Schotter konnte indirekt über deren unterlagernde Einheit datiert werden. Weitgehende Einigkeit herrscht auch bezüglich des Alters des Hasle-Schotters als spätletzteiszeitliche Bildungen am zerfallenden Eisrand. Ihre genetische Klassifikation als letzteiszeitliche Rückzugsschotter ist deshalb sinnvoll.

Die Kleine Emme entwässerte in der Letzten Eiszeit zur Wigger, da der Abfluss nach Osten durch den Aare-Reussgletscher unterbunden war. Der anschließende oszillative Eiszerfall widerspiegelt sich in den markanten Wallgirlanden, die

das flachere nördliche Gebiet von Blatt Wolhusen prägen. Der Soppensee stellt einen vor rund 15ka entstandenen, mit Warventon gefüllten ehemaligen Toteis- oder Eisrandsee dar. Aus dem Holozän stammende kleinere und grössere Rutsch- und Sackungsmassen sowie Sturz-, Hang- und Bachschuttkegel sind im Gebiet aller drei Blätter allgegenwärtig.

Interessant ist schliesslich auch die Siedlungsgeschichte des vorliegenden Gebiets. Diese ist eng verknüpft mit den im Napfgebiet vorhandenen mineralischen und organischen Rohstoffen wie Sumpf- und Raseneisenerz (eisenzeitliche Metallurgie), Quarzsand und Brennholz (Glasindustrie), Holzkohle (Köhlerei), Goldseifen (Prospektion, Tourismus), Kies (Bauindustrie) und Ton (Hafnerei, Ziegelei). Und nicht zuletzt sind es die spätmittelalterlichen Rodungsmuster, die vor allem dem höheren Napfbergland seinen landschaftlichen Charakter verleihen.

Forschungsgeschichte

Molasse

Erste umfassende Beschreibungen des Napf-Schuttfächers, die stratigraphische, lithologische und paläontologische Untersuchungen umfassen, stammen von KAUFMANN (1872, 1886). Noch heute sind seine präzisen Beschreibungen eine wertvolle Informationsquelle, und einige stratigraphische Bezeichnungen, die von ihm eingeführt wurden, sind nach wie vor gültig. Im Werk «Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz» von 1872 beschrieb er weite Teile der Kartengebiete. FANKHAUSER (1872) und KISSLING (1902) erwähnten erstmals marine Ablagerungen mit Haizähnen aus dem Emmental. KISSLING (1903) zitierte zusätzlich verschiedene Vorkommen lakustrischer und terrestrischer Fossilien zwischen Emme und Ilfis, den Napfgräben bei Langnau sowie im Tal der Grüene östlich von Sumiswald und fertigte Profile der Molassekohle und der begleitenden Fossilien-schichten an. LIECHTI (1928) kartierte und beschrieb die Molasse zwischen Emme und Ilfis im Gebiet der Atlasblätter Langnau und Eggiwil. Nordöstlich davon beschrieb FRÖHLICHER (1933) die subalpine Molasse in der Gegend von Escholzmatt. Er stellte unter anderem die Faziesverhältnisse während des Burdigaliens von der Emme bis nach Luzern in einen grösseren Kontext. GERBER (1950) gliederte die OMM im Gebiet von Atlasblatt Burgdorf in diverse Leithorizonte, die auch ins westliche Gebiet von Blatt Sumiswald zu verfolgen sind und eine regionale Zonierung erlauben.

Ab den 1960er-Jahren war das Napfgebiet Gegenstand mehrerer wegweisen-der Dissertationen. MATTER (1964) führte im Gebiet von Blatt Schüpfheim sedimentologische Untersuchungen durch, deren Resultate für die ganze Napfregion massgebend sind. DELLA VALLE (1965) kartierte das Gebiet der Blaseflue und widmete sich insbesondere der Frage, inwieweit ein Zusammenhang zwischen bio-

stratigraphischer und sedimentpetrographischer Gliederung der dortigen Molasse-schichten bestehe. VON SALIS (1967) kartierte das südwestliche Gebiet von Atlasblatt Wolhusen und untersuchte zusätzlich umfassend Lithologie und Sedimentologie sowie erstmals auch den Mikrofossilinhalt der Schichtabfolgen. Die Erforschung der OMM des östlichen Napf-Schuttfächers erfuhr dann durch KELLER (1989) neue Impulse. Im Rahmen seiner Dissertation nahm er umfangreiche Profilaufnahmen vor und unterteilte am Alpenrand die OMM durch einen markanten Regressionshorizont in die Luzern- und die St.-Gallen-Formation. Weiter gliederte er die Luzern-Formation mit lithofaziellen Kriterien in drei informelle Einheiten. SCHLUNEGGER (1995) untersuchte in seiner Dissertation die Magnetostratigraphie und fazielle Entwicklung der USM und definierte die Formation der Granitischen Molasse. In den letzten Jahrzehnten schliesslich wurden durch D. Kälin und J. Jost zahlreiche Lokalitäten des Napf-Schuttfächers intensiv auf Fossilien beprobt. Insbesondere die Zonierung mit Kleinsäugerzähnen erlaubt eine detaillierte biostratigraphische Einordnung.

Quartär

Seitdem die Natur der Findlinge im Napfbergland erkannt worden war, war klar, dass ein Teil der Gesteinsbrocken ihre Heimat im Wallis, und präziser in den südlichen Walliser Tälern hatten. Die Ausdehnung von Walliser Eis ins Mittelland war mit der Publikation von DE CHARPENTIER (1841) gesichertes Wissen. Interessante Fragen sollten sich jedoch aus der Verteilung von Findlingen ergeben, die ausserhalb der Eisausdehnung auf der von DE CHARPENTIER (1841) publizierten Karte nachgewiesen wurden.

Die ersten quartärgeologischen Erläuterungen über das vorliegende Kartengebiet hat KAUFMANN (1872) geschrieben (z. B. S. 373, 375). Sein Text enthält beachtenswerte (und aktuelle) Details, zum Beispiel zu Schieferkohle unter Schotter bei Huttwil und Zell, über Findlinge auf den Molasserücken in der Umgebung von Huttwil, über die Gammenthal-Schotter mit verkitteten Geröllbänken und deren geröllpetrographische Herkunft als umgelagerte Molassenagelfluh. Bemerkenswert ist auch F.J. Kaufmanns Beobachtung über die Fortsetzung der Hauptterrassen der Täler weit in deren Quellgebiete hinauf. KAUFMANN (1872) war jedoch nicht der erste, der zum «Diluvium» im Napfbergland publiziert hat. MÜHLBERG (1869) hatte bereits den Smaragditgabbro-Findling im Hornbach bei Wasen erwähnt. Reichhaltiges erratisches Material beschrieb BACHMANN (1871a, b) aus dem Oberemmental, und am 18.2.1883 hielt er vor der Naturforschenden Gesellschaft in Bern einen Vortrag «Ueber die Grenzen des Rhonegletschers im Emmenthal» (BACHMANN 1883). Die Darstellung von BACHMANN (1883) hatte Folgen: Wie konnten Walliser Blöcke über die Gletscherausdehnung gemäss J. de Charpentiers Karte hinaus gelangen? Da er immer noch von einer einzigen, einmaligen Vergletscherung ausging, «vergrösserte» BACHMANN (1883) den Rhonegletscher. Dessen

rechter Rand wäre vom Gurnigel quer über das Aaretal in Richtung Eggwil, Wasen und Huttwil verlaufen. BALTZER (1896) hat später diese Grenze als «Gurnigel-Napf-Linie» bezeichnet. Auf der Gletscherkarte lässt FAVRE (1884, 1898) den Rhonegletscher von Burgdorf aus das Emmental aufwärts bis nach Schangnau vordringen. BALTZER (1896) korrigiert diese paläoglaziologische Deutung und interpretiert die Walliser Blöcke im Oberemmental als zu einer älteren, «grossen» Eiszeit gehörig. Damit war das eiszeitgeologische Weltbild für das Napfbergland in den Grundzügen etabliert.

Folgerichtig hat A. Baltzer an F. Antenen eine Dissertation über «Die Vereisungen der Emmenthåler» vergeben, mit dem Ziel, die vorgefundenen Findlinge im Oberemmental den verschiedenen Gletscherzungen zuzuordnen (ANTENEN 1902). Daran anschliessend folgten Arbeiten im benachbarten Entlebuch (ANTENEN 1910, NUSSBAUM 1923). Bedeutsam ist ein Sitzungsbericht von NUSSBAUM (1921) über «Zerstörte erratische Blöcke [...]»; RUTSCH (1967) macht gleiche Feststellungen, denen wir uns mit der Erfahrungen während der neueren Kartierungen leider anschliessen müssen.

Eine monographische Arbeit zum eiszeitlichen Geschehen im vorliegenden Gebiet von O. Frey entstand als Dissertation bei Alb. Heim und wurde 1907 als Denkschrift publiziert (FREY 1907). Bei O. Frey ist auch die Talbildung ein Thema, das in der Folge von NUSSBAUM (1910) aufgenommen wird. Mit der Dissertation von STEINER (1926) im Raum Wolhusen, der Arbeit von GERBER (1941) über die «Höhenschotter» und der Publikation «Fundstellen pleistocaener Fossilien [...]» von ERNI et al. (1943) beginnt die Zeit der detaillierten Profilstudien und dem Bedürfnis nach einer präziseren zeitlichen Einordnung der eiszeitlichen geologischen Geschehnisse. Wichtig für das Interesse an eiszeitlichen Befunden waren zweifellos die Tätigkeiten um und mit der Schieferkohle im Gebiet von Gondiswil–Zell. 1894 wurde diese durch den Eisenbahnbau bei der Haltestelle Gondiswil freigelegt und zwischen 1917 und 1920 intensiv abgebaut (GERBER 1923a). Seither ist das Schieferkohlegebiet zwischen Huttwil und Zell intensiv untersucht und mit der umfassenden monographischen Arbeit von WEGMÜLLER (1992) dokumentiert worden. Die geologischen Untersuchungen sind dabei sinnvollerweise mit paläobiologischen Methoden erweitert worden, wobei die Pollenanalyse ins Zentrum der Arbeiten rückte (LÜDI 1953, RYTZ 1923, STUDER 1923, KÜTTEL 1989a, b, WEGMÜLLER 1995). Neben den Datierungen der Schieferkohle bei Zell als eemzeitlich (WEGMÜLLER 1992) – es ist die einzige Stelle im Schweizer Mittelland, wo eemzeitliche Sedimente radiometrisch datiert sind – muss die Arbeit von LOTTER (1999) zur spätletzteiszeitlichen bis holozänen Klimaentwicklung im Mittelland als wichtiger Bezugspunkt erwähnt werden. Ebenso haben die Datierungen von PREUSSER (2004) zum chronologischen Verständnis des Eiszeitgeschehens wesentlich beigetragen.

Schieferkohle war auch sonst im vorliegenden Kartiergebiet ein Thema. Ganz besonders in der Muttenterrasse bei Signau, wo ein bescheidenes Vorkommen das

wissenschaftliche Interesse beflügelte und mit der Arbeit von WELTEN (1982) dokumentiert wurde. Einen umfassenden Überblick gibt HANTKE (1978). Kleinere Details zu Findlingen (SCHMALZ 1979) bzw. zu Spuren der Lokalvergletscherung (SCHLÜCHTER 1987a) im Napfgebiet sind ebenfalls interessante Beiträge.

Vielfältige Arbeiten sind in den letzten 30 Jahren im Napfgebiet als Diplom- und Masterarbeiten realisiert worden: MÜLLER (1988), LANG (1991), SCHOTT (1997), ANTHAMATTEN (2004), NINCK (2005) und REBER (2007). Aufgrund dieser Studien ist dann ein erster, auf das östliche Napfgebiet beschränkter Versuch einer talgeschichtlichen Zusammenfassung publiziert worden (MÜLLER & SCHLÜCHTER 1997). Wesentliche Beiträge zur Hydrogeologie und zu den quartärgeologischen Grundlagen stammen ferner von den umfassenden siedlungswasserwirtschaftlichen Untersuchungen der Kantone Bern und Luzern. Die entsprechenden Projekte haben während Jahrzehnten viele Arbeiten angeregt und auch ermöglicht.

Auf die eiszeitliche Reliktflora im Napfgebiet hat LÜDI (1928) hingewiesen.

STRATIGRAPHIE

NEOGEN

Miozän

Untere Süsswassermolasse (USM)

m₁ Formation der Granitischen Molasse USM II, Aquitanien

Die Formation der Granitischen Molasse ist nur im Randbereich der subalpinen Molasse aufgeschlossen. So ist sie einzig in den südöstlichsten Gebietsanteilen der Blätter von Wolhusen und Langnau präsent. Die (Neu-)Definition der Formation der Granitischen Molasse («Granitische Molasse», STUDER 1853) geht auf SCHLUNEGGER (1995) zurück. Die Einheit dürfte eine Gesamtmächtigkeit zwischen 1000 und 2000 m aufweisen (VOLLMAYR & WENDT 1987, SCHLUNEGGER 1995, SCHLUNEGGER et al. 2016); sie ist im Gebiet von Atlasblatt Wolhusen nur mit ihren jüngeren Anteilen aufgeschlossen (Mächtigkeit ca. 600 m). Sie besteht vorwiegend aus arkoseähnlichen Grob- und Feinsandsteinbänken, untergeordnet aus buntem Schlammstein. Dieser kann violett, rot, gelb, graublau oder schwarz gefärbt sein und Kalkkonkretionen enthalten, was auch zur Bezeichnung «bunte» oder «rote» Molasse führte (LIECHTI 1928, MATTER 1964). Der hohe Anteil an grobkörnigem Quarz und Feldspat gab ihr durch das damit verbundene «granitische Aussehen» den Namen. Typisch sind rötliche, oft jedoch ausgebleichte Alkalifeldspatkörner, es kommen aber auch verschiedene Mischformen, wie beispielsweise «mergeliger Sandstein», vor. Die gelegentlich eingelagerte, wenig verkittete bunte Nagelfluh sowie Geröllschnüre weisen einen Anteil von bis zu 75 % an roten, grünen und hellen Quarziten auf (MATTER 1964, VON SALIS 1967). Gesamthaft dominiert weicher, leicht verwitternder Sandstein. Der grobkörnige, häufig graugrün gefärbte, oft dickbankig ausgebildete Sandstein ist dabei verwitterungsanfälliger als der karbonatreichere Feinsandstein. Sedimentpetrographische Untersuchungen von GASSER (1966) zeigen beim Schwermineralgehalt für den älteren Teil der Formation einen ausgeglichenen Anteil von Apatit, Zirkon sowie Epidot; gegen das Dach hin nimmt die Dominanz von Epidot sukzessive zu. Im oberen Teil der Formation der Granitischen Molasse dominiert zunehmend harter, kalkiger Fein- und Mittelsandstein. Nach wie vor treten aber auch noch bunte Schlammsteinlagen auf. In seismischen Profilen ist zwar ein scharfer Kontakt zwischen USM und OMM erkennbar (SCHLUNEGGER et al. 1997), im Feld ist die Grenzziehung anhand lithologischer Kriterien jedoch nicht immer einfach.

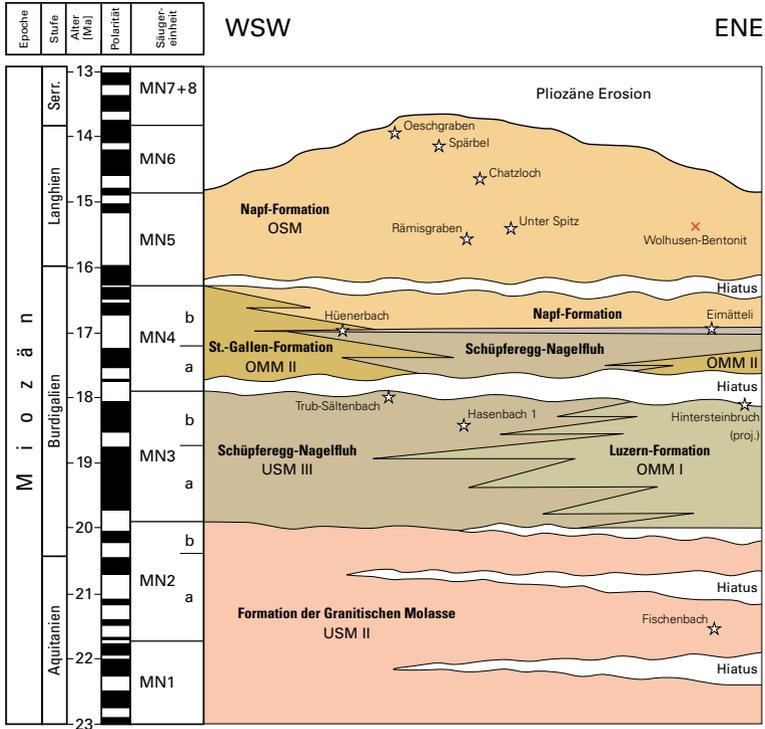


Fig. 2: Magneto- und biostratigraphische Einteilung und Kontaktverhältnisse der Molasseformationen im Napf-Schuttfächer (modifiziert nach GAREFALAKIS 2019 und GAREFALAKIS & SCHLUNEGGER 2019). Die Sterne markieren wichtige Säugerfundstellen.

Alter, Fossilien und Paläoökologie

Fossilien sind in der Formation der Granitischen Molasse generell selten; im Gebiet von Atlasblatt Wolhusen wurden lediglich einige nicht näher bestimmbare Gastropoden in einem Seitenbach des Rümli bei Gengghüsl gefunden (Koord. 2654.35/1206.25; VON SALIS 1967). Aus dem unteren Teil des litho- und magnetostratigraphischen Profils des Fischenbachs stammen wenige Kleinsäugerzähne, die eine Einstufung in die Säugereinheit¹ MN1 oder MN2 (ca. 23–20 Ma) erlauben (SCHLUNEGGER et al. 1996; s. a. Fig. 2 u. 3). Dieser Teil der Formation der Graniti-

¹ Unterteilung, die – abgeleitet von Mammals Neogen (MN) – durch das lokale Erstauftreten oder Aussterben von Säugergattungen oder -arten sowie die Faunenzusammensetzung definiert wird.

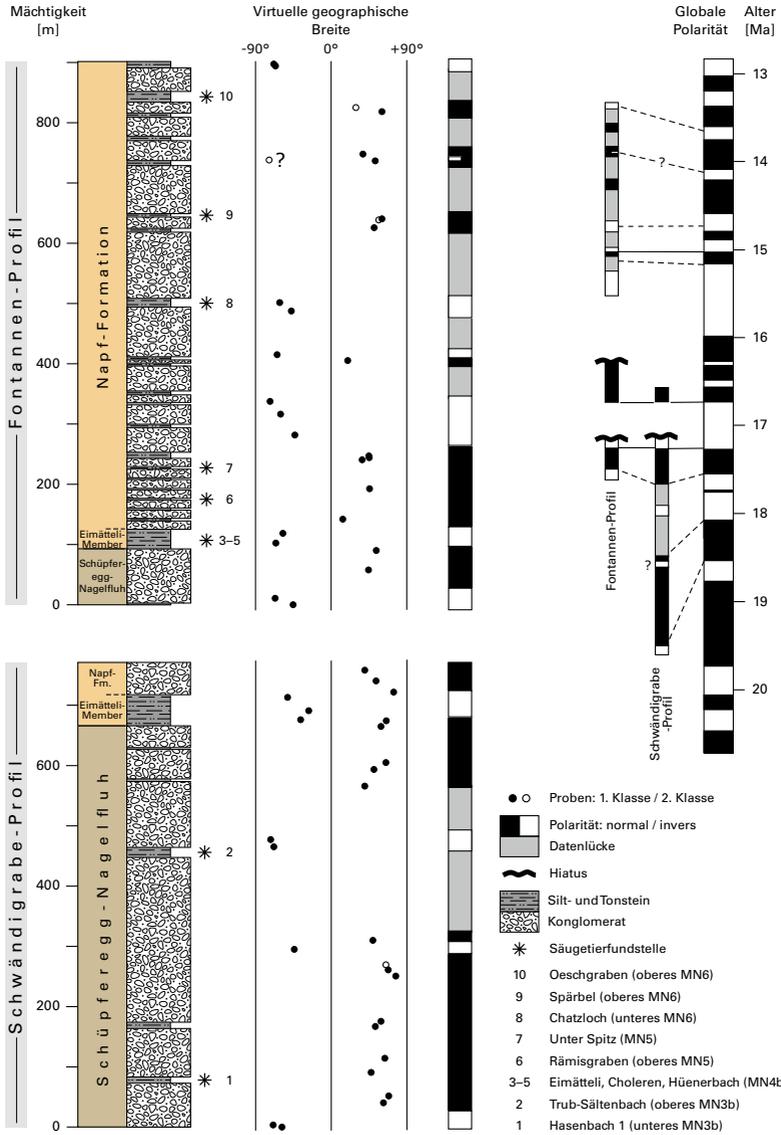


Fig. 3: Litho- und Magnetostratigraphie der Molasseeinheiten im Emmental und Entlebuch. Nach unveröffentlichten Daten von D. Kälin und O. Kempf.

schen Molasse kann somit dem Aquitanien zugeordnet werden. In den rund 700 m mächtigen Sedimenten im Hangenden der Fundstelle wurden keine weiteren Fossilien gefunden, die biostratigraphische Einstufung dieser jüngeren Anteile bleibt somit unklar. Die Fossilarmut der Formation der Granitischen Molasse ist eng mit deren Ablagerungsmilieu verknüpft. Die Sedimente sind vorwiegend fluvioterrestrischen Ursprungs, lakustrische Bildungen sind selten. Langsam fliessende Flüsse mäandrierten durch ausgedehnte Schwemmebenen. Die Entwässerung erfolgte vermutlich Richtung Osten (BÜCHI & SCHLANKE 1977).

Obere Meeresmolasse (OMM)

Die früher im chronostratigraphischen Sinne verwendeten Begriffe «Burdigalien» und «Helvétien» wurden durch die lithostratigraphischen Bezeichnungen Luzern- und St.-Gallen-Formation ersetzt (KELLER 1989, JORDI et al. 2003, BITTERLI et al. 2011). Die Unterscheidung der beiden Formationen beruht auf Untersuchungen im südlichen Beckenbereich, wo sie durch einen markanten Regressionshorizont getrennt sind (KELLER 1989). In den letzten Jahren gelang es, diese Unterteilung mittels lithostratigraphischer und biostratigraphischer Untersuchungen auch im östlichen Teil des zentralen Mittellandes vorzunehmen (JORDAN et al. 2011, GRAF et al. 2012, JOST et al. 2016).

Wie bereits im geologischen Überblick erläutert, wurden kartenübergreifend drei Gebiete für die Beschreibung der OMM ausgeschieden (Fig. 4), da sich diese in sehr unterschiedlichen Ablagerungsräumen befinden.

- Gebiet 1; Atlasblatt Sumiswald und Nordwestteil von Atlasblatt Wolhusen: Dieses Gebiet ist von Lithologie und Fossilinhalt her Teil der mittelländischen OMM. Die Schichtabfolgen der Luzern- und St.-Gallen-Formation lassen sich ins zentrale Mittelland korrelieren. Die Luzern-Formation und der untere Teil der St.-Gallen-Formation sind hier in vollmariner Ausbildung abgelagert. Der obere Teil der St.-Gallen-Formation hingegen ist, wie generell im Mittelland, von deutlichen regionalen faziellen Unterschieden geprägt.
- Gebiet 2; Alpenrand, Atlasblatt Wolhusen, Ostseite des Napf-Schutfächers: Dieses Gebiet repräsentiert den distalen westlichen Ausläufer einer Meeresbucht zwischen dem Napf- und dem Hörnlischutfächer. Die Luzern-Formation dominiert anteilmässig in diesem Gebiet. Sie beinhaltet wie im Entlebuch limnisch-terrestrische Einschübe. Der untere Teil der St.-Gallen-Formation ist weitgehend brackisch beeinflusst. Er ist nur wenig mächtig und wird rasch durch die fluvioterrestrischen Ablagerungen der Schüpferegge-Nagelfluh abgelöst.
- Gebiet 3; Alpenrand, Atlasblatt Langnau, Westseite des Napf-Schutfächers: Dieses Gebiet ist geprägt durch flachmarine Sedimente, die unter Bedingungen schwankender Salinität abgelagert wurden. Die Luzern-Formation steht

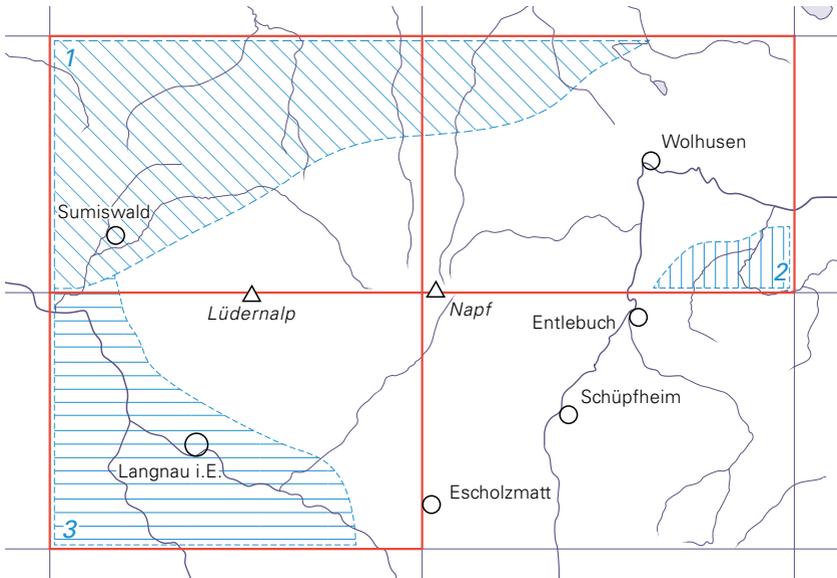


Fig. 4: Geographische Lage der abschnittsweise beschriebenen OMM-Gebiete (blau schraffiert).

nur im südöstlichsten Gebietsanteil von Blatt Langnau an und verfindert sich dort mit der Schüpferegg-Nagelfluh. Die St.-Gallen-Formation besteht im Westen, insbesondere im Gebiet der Blaseflue und den südlich daran angrenzenden Gebieten, weitgehend aus marinen bis brackischen Ablagerungen. Während der Ablagerung des oberen Teils der St.-Gallen-Formation griff der marine Sedimentationsraum nördlich und südlich der Iflis weit in den Napf-Schuttächer hinein.

GEBIET 1: ATLASBLATT SUMISWALD UND NORDWESTTEIL VON ATLASBLATT WOLHUSEN

Die Luzern-Formation sowie der untere Teil der St.-Gallen-Formation kommen nur im Nordwesten des Gebiets von Blatt Sumiswald vor. Der obere Teil der St.-Gallen-Formation ist zusätzlich auch im westlichen Gebiet des Atlasblattes Sumiswald sowie dem nordwestlichen von Wolhusen ausgebildet. Wie im gesamten Molassebecken der Schweiz basierte auch hier die Gliederung der OMM ausschliesslich auf lithostratigraphischen Kriterien. Eine erste differenziertere Zonie-

rung für den Raum Burgdorf–Wynigen, die auch den Makrofossilinhalt der Abfolge berücksichtigte, erfolgte durch GERBER (1950) für die Erläuterungen des Atlasblattes 22 Burgdorf. Er schied mehrere Leithorizonte der OMM aus, die sich teilweise auch im Gebiet von Blatt Sumiswald wiederfinden und nach wie vor zur Gliederung der regionalen OMM beitragen. Es muss allerdings darauf hingewiesen werden, dass die Molassesedimente bei Wynigen östlich der Bahnlinie ausschliesslich der OMM (Luzern-Formation) angehören und nicht, wie auf den Atlasblättern 22 Burgdorf (GERBER 1950) und 72 Solothurn (LEDERMANN 1978) kartiert, der USM («Aquitaniens»). Sedimentstrukturen, welche eindeutig auf Wellengang und Gezeitenströmung hinweisen, und mehrere Fossilfundstellen belegen dort bereits 70 m im Liegenden der eingezeichneten USM/OMM-Grenze marine Fazies, so beispielsweise bei Wynigen-Brittenberg (Koord. 2617.4/1218.1/530 m), mit Zähnen von Sandtigerhaien *Carcharias* sp., Katzenhaien *Scyliorhinus (Pachyscyllium)* cf. *distans* sowie Stechrochen *Dasyatis rugosa*. Dies ist im Zusammenhang mit der aktualisierten Grenzziehung zwischen der Luzern- und der St.-Gallen-Formation von Bedeutung. Die höchsten Anteile der von GERBER (1950) als USM kartierten Ablagerungen gehören somit bereits zur Luzern-Formation.

m₂ **Luzern-Formation** (im Gebiet 1) OMM I, Burdigalien

Von der Luzern-Formation kommen nur die obersten 50 m im Tal des Chappelebachs sowie im Gitzigrabe (unterhalb von Önzlen, Koord. 2620.1/1215.4) vor. Der graugrüne sowie graue bis beige massige, zum Teil glaukonitische Sandstein ist in diesem Anteil der Luzern-Formation wenig strukturiert. Die monotonen Abfolgen enthalten kaum je Schlammsteingerölle und nur selten kleine, alpine Gerölle. Der Sandstein besteht aus schwach verfestigten Lagen sowie harten, hervorstehenden Bänken, gelegentlich sind gelblich-bräunliche feinsandige Bänder eingelagert. Der regional verbreitete Muschelsandstein, welcher gemäss GERBER (1950) den markanten Leithorizont 2a bildet, ist in mehreren Bachgräben des benachbarten Gebiets von Atlasblatt Burgdorf vorhanden, im Gebiet von Atlasblatt Sumiswald jedoch nicht aufgeschlossen. Dieser meist sehr harte, glaukonitreiche Muschelsandstein führt alpine Gerölle sowie Schlammsteingerölle und oft auch Trümmer irregulärer Seeigel der Gattung *Scutella*. Er kann lokal mehrere Meter mächtig sein und ist häufig deutlich schräggeschichtet. Die fossilreichen Muschelsandsteinlagen im Dach der Luzern-Formation befinden sich jeweils in ähnlicher, aber kaum immer exakt gleicher Position zueinander. Ein Auffächern des Muschelsandsteins in verschiedene Lagen ist in der OMM oft zu beobachten und wurde beispielsweise aus dem südlichen Gebiet von Blatt Schöffland beschrieben (GRAF et al. 2012, JOST et al. 2016).

Fossilien und Paläoökologie

Im Gegensatz zum Gebiet von Atlasblatt Burgdorf sind aus demjenigen von Blatt Sumiswald nur wenige Fossilfundstellen aus der Luzern-Formation bekannt. Im westlich gelegenen Raum von Wynigen, wo die Luzern-Formation deutlich mächtiger ausgebildet ansteht, zeigen jedoch zahlreiche Schichtabfolgen und Fossilfundorte eine sehr ähnliche Entwicklung wie im östlicher gelegenen Teil des zentralen Mittellandes. Auch hier ist die Basiszone durch flachmarine, küstennahe Ablagerungen mit entsprechender Selachierfauna geprägt. Aus stratigraphisch analogen Schichtabfolgen im Gebiet der Atlasblätter 135 Aarau (JORDAN et al. 2011) und 150 Schöftland (GRAF et al. 2012) ist die Basiszone der OMM durch Kleinsäugerfunde als jüngeres MN3a (ca. 19,5–19 Ma) datiert (ENGESSER 1990, JOST et al. 2016). Im Raum von Wynigen wird wie im Westaargau die basale OMM durch einen bis faustgrosse alpine Gerölle führenden, fossilreichen Sandstein beendet, der früher als Grenze zwischen der USM und OMM betrachtet wurde. Die Fossilfunde aus diesem Horizont deuten auf ein weiterhin flachmarines Ablagerungsmilieu hin, doch nimmt das Artenspektrum innerhalb der Selachierfauna zu. Darüber folgt monoton wirkender Sandstein mit nur seltenen Fossilnachweisen. Dieser entspricht den tiefsten anstehenden Anteilen der Luzern-Formation von Atlasblatt Sumiswald. Die Muschelsandsteinlagen im Dach dieser Sandsteinabfolge enthalten, wie generell in der OMM, typische Vertreter einer neritischen Selachier- und Molluskenfauna (Wassertiefe ca. 10–30 m), die zum Überleben auf stenohaline Verhältnisse angewiesen sind.

Grenzziehung Luzern-Formation/St.-Gallen-Formation

Wie eingangs dargelegt, erfolgte im zentralen Molassebecken die Abgrenzung zwischen der Luzern- und St.-Gallen-Formation (früher «Burdigalien» und «Helvétien») rein lithostratigraphisch mit der sogenannten Quarzitnagelfluh (GERBER 1950, GERBER & WANNER 1984). KELLER (1989) definierte am Alpenrand die Abgrenzung der Formationen neu durch einen markanten Regressionshorizont. In Form eines Paläobodens kann der Regressionshorizont bis ins Gebiet von Blatt Schüpfheim verfolgt werden (SCHLUNEGGER et al. 2016). Im Schüttungszentrum des Napf-Systems ist er nicht nachweisbar, da immerzu fluvioterrestrische Verhältnisse gegeben waren. Im zentralen Mittelland wiederum herrschten wahrscheinlich durchwegs marine Bedingungen. Anhand von litho- und biostratigraphischen Kriterien lässt sich die Trennung für das zentrale Molassebecken und die vorliegenden Kartengebiete jedoch auch in den Meeresablagerungen vornehmen (JOST et al. 2016). Die Entdeckung neuer Leithorizonte im Gebiet der Atlasblätter Aarau und Schöftland, verbunden mit deren biostratigraphischen Daten, ist Grundlage für die Aktualisierung der Grenzziehung im zentralen Molassebecken. Lithologische, paläoökologische und biostratigraphische Untersuchungen ermögli-

chen es nun, die OMM-Abfolgen des Untersuchungsgebiets mit jenen des Westaargaus zu korrelieren und die neue Grenzziehung anzuwenden. Dabei wurde klar, dass der Safenwil-Muschelsandstein der Atlasblätter Aarau und Schöftland dem Bisig-Muschelsandstein der Atlasblätter 79 Langenthal (GERBER & WANNER 1984) und 84 Sursee (GERBER & KOPP 1990) entspricht. Der im Hangenden des Muschelsandsteins folgende Staffelbach-Grobsandstein konnte vom Westaargau über das Luzerner Hinterland bis in den Raum von Ochlenberg (Gebiet von Atlasblatt Langenthal) nachgewiesen werden. Er bildet dort die Grenze zwischen der Luzern- und der St.-Gallen-Formation (JORDAN et al. 2011, GRAF et al. 2012, JOST et al. 2016). Weitere Untersuchungen zeigten, dass auch im weiter südwestlich gelegenen Gebiet der Blätter Langenthal, Sumiswald und Burgdorf in stratigraphisch vergleichbarer Abfolge ein teils ausgeprägter Geröllhorizont (Gitzigrabe-Grobsandstein) vorliegt. Dieser ist möglicherweise ein Äquivalent des Staffelbach-Grobsandsteins. Analog zum Staffelbach-Grobsandstein finden im Gitzigrabe-Grobsandstein deutliche Veränderungen der Artstruktur bei der Selachierfauna gegenüber dem Liegenden statt. Im Hangenden des Gitzigrabe-Grobsandsteins ist zudem ein markanter lithologischer Wechsel zu beobachten. Wie bei den Ablagerungen des Westaargaus und Luzerner Hinterlandes folgen auch hier graue feinlaminierte Mittel- und Feinsandsteinwechsellagen. Solche Schichten sind über weite Strecken des Gebiets der Blätter Sumiswald, Burgdorf und Langenthal als prägnante Abfolge vorhanden. Sie lassen sich weiter über die Gebiete der Atlasblätter Sursee und Murgenthal bis in den Raum Schöftland und Aarau verfolgen. Deshalb wird die Grenze zwischen der Luzern- und der St.-Gallen-Formation im Raum Wynigen–Burgdorf und somit auch im Gebiet von Blatt Sumiswald neu mit dem Gitzigrabe-Grobsandstein gezogen.

Die im Grenzbereich von Luzern- und St.-Gallen-Formation zu erwartende Säugereinheit MN4a wurde bisher nicht nachgewiesen (JOST et al. 2016). Dies kann einerseits durch die selten ins marine Milieu eingeschwemmten Säugerzähne erklärt werden, andererseits kann das auch auf eine Schichtlücke zwischen der Luzern- und St.-Gallen-Formation hindeuten. GAREFALAKIS (2019) und GAREFALAKIS & SCHLUNEGGER (2019) postulieren im Napfgebiet eine Schichtlücke von etwa 0,5 Ma zwischen der Luzern- und St.-Gallen-Formation (Fig. 2), gestützt auf paläomagnetische und säugetierpaläontologische Daten. Im Gebiet von Atlasblatt Schüpflheim ist der Hiatus zwischen diesen Formationen durch einen Paläoboden nachgewiesen (SCHLUNEGGER et al. 2016) und nördlich des Vierwaldstättersees in seismischen Profilen beobachtet worden (SCHLUNEGGER et al. 1997). Bemerkenswert ist, dass ein Hiatus im selben Zeitabschnitt im östlichen Molassebecken im Grossraum St.-Gallen magnetostratigraphisch dokumentiert wurde (KEMPF et al. 1999).

m₃ St.-Gallen-Formation (im Gebiet 1)
OMM II, Burdigalien

Die St.-Gallen-Formation ist im nordwestlichen Gebiet von Blatt Sumiswald rund 200 m mächtig und umfasst die vollständige Sedimentabfolge von der Basis bis zum Dach. Im nordöstlichen Gebiet von Atlasblatt Sumiswald und im nordwestlichen von Wolhusen stehen nur noch maximal 60 m des oberen Teils der St.-Gallen-Formation an (Sandsteinabfolge oberhalb der Quarzitnagelfluh).

Gitzigrabe-Grobsandstein

Die Basis der St.-Gallen-Formation wird in der Regel durch den mehrere Meter mächtigen Gitzigrabe-Grobsandstein gebildet. Es handelt sich um einen schwach verfestigten bis harten grobkörnigen Sandstein mit alpinen Geröllen und Schlammsteingeröllen. Lokal kann er als matrixgestütztes Konglomerat mit bis zu faustgrossen alpinen Geröllen ausgebildet sein (Fig. 5). Meist steht er jedoch nur als mehrere Dezimeter mächtiger Grobsandstein mit Geröllschnüren an. Er kann sogar ganz fehlen, analog dem Staffelbach-Grobsandstein (GRAF et al. 2012). Eine weitere Gemeinsamkeit dieser Grobsandsteine ist der hohe Anteil grünlicher Quarzitgerölle. Der Staffelbach-Grobsandstein ist durch Klein- und Grosssäugerzähne als MN3b oder tiefes MN4 (ca. 18 Ma) datiert (JOST et al. 2016). Der Gitzigrabe-Grobsandstein selbst lieferte bisher keine datierbaren Säugerzähne. Bei diesen Grobsandsteinlagen handelt es sich möglicherweise um distale Schüttungsanteile der Schüpferegg-Nagelfluh (MATTER 1964). Typische Vorkommen im Kartengebiet oder knapp ausserhalb davon liegen bei:

Sumiswald: Wynigen-Gitzigrabe (Koord. ca. 2620.12/1215.11/635 m); Langenthal: Wynigen-Märgeli (Koord. 2621.400/1218.175/640 m); Burgdorf: Heimiswil-Diebstu (Koord. 2618.90/1214.05/690 m).

Sandsteinabfolge unterhalb der Quarzitnagelfluh

Im Hangenden des Gitzigrabe-Grobsandsteins folgen grauer bis beiger schwach verfestigter sowie harter Sandstein und graublauer Siltstein (Fig. 6). Diese oft nur wenige Zentimeter mächtigen, parallellaminierten Lagen wiederholen sich über Dutzende von Metern und enthalten in der Regel weder alpine Gerölle noch bunte Schlammsteingerölle. Gelegentlich sind mehrere Meter mächtige homogene Sand- oder Siltsteinlagen vorhanden, letztere führen selten aufgearbeitete graue Gerölle, die aus umgelagerten Feinsandsteinlagen stammen dürften. Offenbar herrschte hier zu dieser Zeit ein Ablagerungsmilieu ohne bedeutende Aufarbeitungsprozesse vor. Dies im Gegensatz zu den weiter östlich gelegenen Ablagerungen, wo verfrachtete oder lokal aufgearbeitete graue Schlammsteingerölle sehr häufig sind. Diese Schichtabfolgen wurden bereits früher von Autoren als «bläulichgraue Mergel» (GERBER 1950) oder «blaugraue, plattige Mergel und Siltsteine»



Fig. 5: Gitzigrabe-Grobsandstein mit zahlreichen alpinen Geröllen und einer Austernschale (Pfeil). Wynigen-Märgeli, Mutzgrabe, wenig nördlich des Gebiets von Atlasblatt Sumiswald (Koord. 2621.400/1218.175). Foto S. Strasky, 2017.



Fig. 6: Graue Feinsandsteinlagen über dem Gitzigrabe-Grobsandstein im Aufschluss Wynigen-Märgeli (Koord. ca. 2621.45/1218.10/650 m), wenig nördlich des Gebiets von Atlasblatt Sumiswald. Bildbreite: ca. 50 cm. Foto J. Jost, 2013.

(GERBER & WANNER 1984) beschrieben. Solche Ablagerungen sind im Oberaargau und Emmental weit verbreitet und bilden eine zuverlässig erkennbare Abfolge. Dieser basale Anteil der St.-Gallen-Formation ist im Gebiet von Blatt Langenthal durch die Fundstelle Roggliswil-Hornwald säugetierpaläontologisch als MN4b (ca. 17,5 Ma) datiert (JOST et al. 2016). Im Gebiet von Blatt Sumiswald ist die Schichtabfolge im Gitzigrabe, im Chappelbach, in den Bachtobeln im Bereich Häckligenhüsli sowie in den Bachgräben bei Kappelenbad sehr gut aufgeschlossen.

Rund 60–90 m über der Basis der St.-Gallen-Formation tritt fossilreicher Grobsandstein auf, den GERBER (1950) als Leithorizont 2b bezeichnete. Er beschrieb mehrere Vorkommen dieses Horizonts, der auch im nordwestlichen Gebiet von Blatt Sumiswald an zahlreichen Lokalitäten vorhanden ist. An dessen Basis sind neben Geröll führendem Sandstein gelegentliche auskeilende Geröllhorizonte in wenig verfestigtem Sandstein typisch. Diese Ablagerungen markieren einen deutlichen Fazieswechsel gegen das Liegende. Sandstein mit eingelagerten alpinen Geröllen und Schlammsteingeröllen wird häufiger. Es scheint, dass der Einfluss von Wellengang oder Strömungen zunahm und es zu einer erhöhten Sedimentzufuhr aus dem Napf-Schuttfächer kam. Über diesem Grobsandstein folgen erneut graue Feinsandsteinlagen, die mit häufig alpine Gerölle führendem Sandstein sowie eigentlichen Nagelfluheinschüben wechseln. Auffällig sind kohlige Plättchen, die als millimetermächtige linsenförmige Anteile des Sedimentes vorkommen. Trümmer von Molluskenschalen und von Seepockenplättchen (Balanidae) sind meist sehr zahlreich. Diese Schichtabfolge ist auch am Rotbach bei Huttwil gut aufgeschlossen und lässt sich weiter bis ins benachbarte Luzerner Hinterland verfolgen.

Dieser Horizont ist im Kartengebiet und unmittelbar ausserhalb davon typisch ausgebildet bei:

Sumiswald: Wynigen-Hohtannen (Koord. 2621.63/1214.62/680 m), Wynigen-Kappelenbad (Koord. 2621.545/1216.485/700 m), Wynigen-Vitzhaus (Koord. 2621.665/1215.125/690 m), Wynigen-Häckligenhüsli (Koord. 2621.770/1215.775/700 m), Huttwil-Schwarzenbachberg (Koord. 2629.20/1217.65/625 m); Burgdorf: Affoltern-Weiermatt (Koord. 2619.68/1214.17/740 m).

Quarzitnagelfluh

Die Quarzitnagelfluh setzt meist scharf als mehrere Meter mächtige, schlecht sortierte, sandig gebundene Konglomeratlage ein. Sie weist, wie generell im Mittelland, im Gebiet von Blatt Sumiswald ebenfalls grosse Mächtigkeitsschwankungen auf. Die Gerölle haben verbreitet einen Durchmesser von 13–25 cm, teilweise auch deutlich mehr. Lateral sind oft auskeilende knauerige Sandsteinlagen mit alpinen Geröllen eingeschoben. Es können ausserdem, wie im oberen Teil des Chappelbachs, gestaffelt mehrere wenige Meter mächtige Nagelfluhbänke auftreten; in diesem Fall bleibt unklar, wo die eigentliche Quarzitnagelfluh einsetzt. Eine von MAURER et al. (1982) durchgeführte Geröllanalyse ergab für die Nagelfluh im

nordwestlichen Teil von Blatt Sumiswald folgende Werte: 40% Quarzite und Gangquarze, 34% Sandsteine, 16% kristalline Gerölle sowie 10% Karbonate. Die Quarzitnagelfluh steht im Gebiet von Blatt Sumiswald in zahlreichen ehemaligen Steinbrüchen und natürlichen Aufschlüssen an, sie lässt sich von Kappelen über Oeschenbach und Dürrenroth bis nach Huttwil sowie weiter ins zentrale Molassebecken verfolgen. Im Gebiet von Atlasblatt Schöftland konnte sie bei der Kleinsäugerfundstelle Dürrenäsch-Stalten als MN4b (ca. 17,5 Ma) datiert werden (GRAF et al. 2012). Diese markante Konglomeratlage des Napf-Schuttfächers ist im gesamten zentralen und östlichen Mittelland vorhanden. Sie lässt sich über weite Strecken verfolgen und wurde deshalb früher als Grenze zwischen der Luzern- und der St.-Gallen-Formation angesehen. Heute bildet sie ein Member innerhalb der St.-Gallen-Formation. Gegen das Schüttungszentrum, im Südosten des Gebiets von Blatt Sumiswald, wird es zunehmend schwierig, die Quarzitnagelfluh von den zahlreichen lokalen Grobgerölllagen zu unterscheiden.

Sandsteinabfolge oberhalb der Quarzitnagelfluh

Über der Quarzitnagelfluh folgt gelb-bräunlicher, alpine Gerölle führender glimmerreicher Sandstein, in den gelegentlich dünne, bräunliche Schlammsteinbändchen eingelagert sind. Auffällig sind teils mächtige Knauer. Solcher Sandstein ist für das ganze westliche und nördliche Gebiet von Atlasblatt Sumiswald sowie das nordwestliche von Wolhusen typisch. Er lässt sich weiter bis ins östliche gelegene Mittelland mit dem «bryozoenreichen Sandstein» korrelieren (JOST et al. 2016). Neben der lithologischen Übereinstimmung sind auch hier Bryozoen-skelette sehr zahlreich.

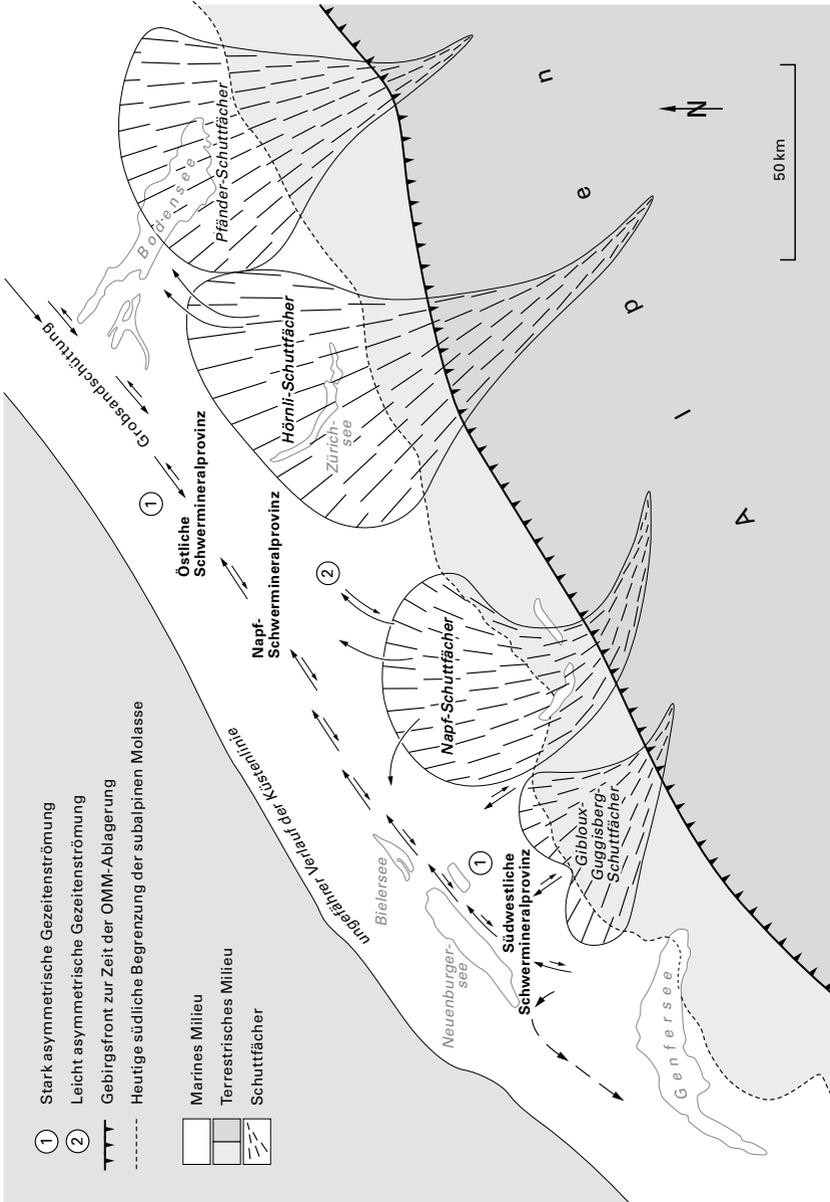
Im westlichen Gebiet von Atlasblatt Sumiswald sind in der jüngsten St.-Gallen-Formation nach wie vor wenig verfestigter Sandstein sowie Konglomeratlagen häufig. Tendenziell nimmt jedoch der Anteil von oft harten plattigen glimmerreichen Sandsteinlagen deutlich zu. Lithologisch sowie wegen meist fehlender Fossilfunde ist es hier schwierig, das Dach der St.-Gallen-Formation von der OSM abzugrenzen. Im Nordosten des Gebiets von Blatt Sumiswald sowie im nordwestlichen Gebiet von Blatt Wolhusen ist der unterste Anteil nahezu identisch ausgebildet wie im Westen von Atlasblatt Sumiswald und umfasst nur noch den obersten, ca. 60 m mächtigen Anteil der St.-Gallen-Formation. Gelbbraun gefärbter Sandstein bleibt prägend, ungleichmässig bis lagenartig angehäuften alpine Gerölle nehmen jedoch zu. Der weiche glimmerreiche Sandstein ist oft mit grossen Knauern durchsetzt und wechselt auch lateral häufig mit Nagelfluhpaketen ab. Harte plattige Sandsteinbänke sowie Schlammsteinlagen mit geringer Ausdehnung treten hier nur selten auf. In Richtung des Schüttungszentrums des Napf-Schuttfächers werden Nagelfluhablagerungen zunehmend zahlreicher und mächtiger, und die Geröllgrösse nimmt zu.

Fossilien und Paläoökologie

Schlammungen aus schwach verfestigten Anteilen des Gitzigrabe-Grobsandsteins lieferten Zähne einer reichen Selachierfauna mit vielen für die St.-Gallen-Formation typischen Gattungen und Arten. So sind Schlinghaie (*Centrophorus*), Zigarrenhaie (*Isistius*), Kobold- oder Nasenhaie (*Mitsukurina*), Katzenhaie wie *Scyliorhinus fossilis* sowie Zähne von Nagelrochen (*Raja*) regelmässig vertreten, auch die Knochenfischfauna wird gegenüber dem Liegenden deutlich diverser. Die Zusammensetzung der Knorpelfischfauna des Gitzigrabe-Grobsandsteins ist sehr ähnlich wie die des Staffelbach-Grobsandsteins im südlichen Gebiet von Blatt Schöftland bzw. dem nördlichen von Sursee. Im Raum Wynigen–Burgdorf sind Tiefwasserformen ebenfalls weniger dominant als bei Fundstellen im nördlichen zentralen Mittelland. Sowohl das Emmental als auch das Luzerner Hinterland befanden sich im Einflussbereich von buchtartigen Strömungszellen nahe der Napschüttung. Die Wassertiefe war geringer als im nördlichen Ablagerungsraum des schweizerischen Molassebeckens (ALLEN et al. 1985; s. a. Fig. 7). Die nachgewiesene Selachierfauna deutet trotzdem klar auf eine grössere Wassertiefe gegenüber der Luzern-Formation hin.

Aus den feinlaminierten Schichten im Hangenden des Gitzigrabe-Grobsandsteins sind aus dem Gebiet von Atlasblatt Sumiswald bislang keine bedeutenden Fossilfundstellen bekannt. Dies im Gegensatz zum östlichen zentralen Mittelland, wo in Schlammsteingeröll führendem Sandstein Zähne einer ausserordentlich diversen Selachierfauna zu finden sind (JOST et al. 2016). Im Gebiet von Blatt Burgdorf konnten jedoch aus entsprechenden Sedimentabfolgen einige für die basale St.-Gallen-Formation typische Selachierarten nachgewiesen werden (Heimiswil-Diebstu, Koord. 2618.95/1214.05/695 m), so beispielsweise der ausgestorbene Kammzähnerhai (*Parahepstranchias repens*), der aus der Luzern-Formation der Schweiz nicht bekannt ist.

Mit den Grobsandsteinlagen, die GERBER als Leithorizont 2b bezeichnete, nimmt die Fossilführung massiv zu. Die Selachierfauna wird divers und für Ablagerungen der St.-Gallen-Formation charakteristisch. Die bereits im Gitzigrabe-Grobsandstein neu auftretenden Dornhaiarten sowie Nasenhaie sind jetzt dominierende Formen und weisen, neben weiteren Selachierarten und -gattungen, auf einen Ablagerungsraum mit beträchtlicher Wassertiefe hin. Die Selachierfauna ist sowohl in ihrer Artstruktur als auch in der anteilmässigen Verteilung der Zähne sehr typisch für die St.-Gallen-Formation. Zudem sind sehr fragile Hai- und Rochenzähne zu finden, die wenig gerollt sind und kaum Aufarbeitungsprozesse oder weite Verfrachtungen überstanden hätten. Trümmer von Seepockenplättchen (Balanidae) und Mollusken, Kalkskelette von Bryozoen sowie gelegentlich Seeigelstacheln sind weitere häufige Fossilien. Sehr gut erhaltene Kammmuscheln (Pectinidae), Austern (Ostreidae) sowie weitere Arten wurden bei Kappelenbad schon 1892 von E. Kissling (in GERBER 1950) und bei Schwarzenbachberg von ERNI (1910) gefunden; beide Lokalitäten sind noch heute gut zugänglich.



In der Quarzitnagelfluh sind gelegentlich, lokal auch zahlreich, Austern zu finden (daher auch die Bezeichnung «Austernnagelfluh»), seltener treten weitere Muschelarten sowie Selachierzähne auf. In eingelagerten Sandsteinpaketen und insbesondere im gelblich-bräunlichen Sandstein des Hangenden sind, wie im östlichen Teil des Molassebeckens, Bryozoenskelette sowie Trümmer von Seepockenplättchen sehr häufig. Im zentralen Mittelland und der Ostschweiz geht mit der Quarzitnagelfluh ein markanter Wechsel zu marinen bis brackischen Verhältnissen einher. Auch im Raum Wynigen–Burgdorf ist die Verarmung der marinen Fauna festzustellen, jedoch nicht in selbem Ausmass. So steht beispielsweise bei Wynigen-Färbergwald (Koord. ca. 2621.65/1217.50/730 m) immer noch harter Sandstein mit zahlreichen, sehr gut erhaltenen Mollusken, unter anderem Kammmuscheln, an. Auch im Gebiet von Atlasblatt Burgdorf belegen zahlreiche Fundstellen einen weiterhin marin geprägten Lebensraum. Gegen das Dach der St.-Gallen-Formation werden Fossilfunde im westlichen Teil von Atlasblatt Sumiswald zunehmend rar.

Im nordöstlichen Teil von Atlasblatt Sumiswald sowie dem nordwestlichen von Wolhusen sind in den untersten anstehenden Ablagerungen ebenso vereinzelt Austern und häufig Bryozoenskelettreste zu finden. Aus dem obersten Teil der St.-Gallen-Formation sind sowohl aus dem vorliegenden Kartengebiet wie auch der näheren Umgebung reiche Fossilfundstellen bekannt. Die nachgewiesenen Kleinsäugerzähne sowie Gehörsteine (Otolithen) von Knochenfischen ermöglichen eine Einstufung in Säugereinheiten und Otolithen-Zonen. Die paläoökologischen Daten zeigen die grossen Unterschiede im Ablagerungsmilieu auf. Die meisten Sedimente sind zwar nach wie vor marinen oder brackischen Ursprungs, es treten aber nun vermehrt eingeschwemmte terrestrische sowie lakustrische Fossilien auf. Bei Mauensee, ca. 6 km nördlich des Gebiets von Blatt Wolhusen, ist sogar ein limnischer Horizont in die marine Schichtabfolge eingelagert (REICHENBACHER et al. 2005, JOST et al. 2006), welcher auch im Gebiet von Blatt Schöftland nachgewiesen wurde (GRAF et al. 2012, JOST et al. 2016). Demgegenüber ist der Fossilfundort Ufhusen-Widen, knapp ausserhalb des Gebiets von Blatt Sumiswald (Koord. 2633.925/1218.120/700 m), in ähnlicher stratigraphischer Position, deutlich marin geprägt. Es kommen Selachiergattungen vor, die für die jüngste OMM des zentralen Molassebeckens typisch sind. Weiter sind terrestrische Fossilien wie Zähne von Hamsterartigen (*Mega-* und *Democricetodon*) sowie des Eomyiden *Ligerimys florancei* (Leitfossil für MN4b) nachgewiesen. Einige der vertretenen Selachierarten könnten durch hohes Nahrungsangebot angelockt auch kurzzeitig in brackisch beeinflusste Küstengewässer vorgedrungen sein, die häufigen Geigenrochen und Umberfische deuten auf einen solchen Lebensraum hin. Die meisten der vorkom-

Fig. 7: Paläogeographie des Molassebeckens zur Zeit der markantesten Meerestransgression zu Beginn der Ablagerung der St.-Gallen-Formation, mit Strömungsrichtungen. Modifiziert nach ALLEN et al. (1985) und BERGER et al. (2005).

menden Selachiergattungen sind aber auf stenohaline Bedingungen angewiesen, um überleben zu können. Demnach muss zumindest immer noch eine Verbindung zu offenmarinen Habitaten existiert haben. Eine Aufarbeitung oder Verfrachtung der Fossilien durch Wellengang (Sturm) ist bei der sehr guten Erhaltung der zumeist fragilen Zähne auszuschliessen. Ablagerungen wie von Ufhusen-Widen sind im Gebiet von Blatt Sumiswald, wenn auch nicht entsprechend fossilreich, zu finden bei:

Luthern-Warmisbach (Koord. ca.2635.60/1216.75/670 m), Luthern-Schachen (Koord. 2636.425/1216.980/675 m).

Grenzziehung St.-Gallen-Formation/OSM

Nur im Nordosten des Gebiets von Atlasblatt Sumiswald und im Nordwesten desjenigen von Wolhusen lässt sich gelegentlich die OMM eindeutig von der OSM trennen. So konnte beispielsweise im Kathrinebächli südlich von Ufhusen (Koord. 2634.185/1216.950/700 m) und bei Huttwil-Neuligebächli (Koord. 2632.58/1216.55/690 m) die Grenze mit dem Einsetzen bunter oder schwärzlicher Mergellagen lokalisiert werden. Im übrigen Gebiet von Blatt Sumiswald ist weder lithologisch, biostratigraphisch noch sedimentologisch ein scharfer Wechsel erkennbar. Meist bleibt über viele Meter der Schichtabfolgen unklar, wo die marine Fazies endet. Lithologisch erlauben nur lokal auftretende bunte Mergellagen oder rötlich bzw. gelblich gefleckter Sandstein eine eindeutige Zuordnung zur OSM. Aus OMM-Ablagerungen sind mittels Schlämmungen selbst aus monoton und steril wirkendem Sandstein Fossilien wie Bryozoen, Foraminiferen, Schalenrümmer von Mollusken oder Seeigelstachel nachweisbar. Im Meer werden durch Strömungen und Wellen Überreste von verstorbenen Lebewesen grossflächig verteilt. Daher ist es sehr unwahrscheinlich, in einem marinen Sediment über weite Distanzen keinerlei Fossilien zu finden. Deshalb wurde die Grenze zwischen der OMM und der OSM dort gezogen, wo im Hangenden keine marinen Fossilien mehr nachzuweisen waren. Der Grenzbereich zwischen der OMM und der OSM ist insbesondere im Westteil von Atlasblatt Sumiswald schlecht aufgeschlossen, somit musste die Grenzziehung teilweise aus Gebieten mit besseren Aufschlussverhältnissen projiziert werden.

Schwierig ist beispielsweise die Einordnung der gut aufgeschlossenen Schichtabfolge entlang der Grüene zwischen Wasen und Sumiswald. Dort wechseln sich Lagen von Sandstein und Nagelfluh horizontal und vertikal rasch ab, was für fluviatile Verhältnisse spricht. Trotz intensiver Beprobung wenig verfestigter Anteile des Sandsteins konnten keine Fossilien gefunden werden. Es ist hier zumindest von temporär hoher Fliessgeschwindigkeit der Flüsse auszugehen, was deren Fauna stark einschränkte. In einem derart nährstoffarmen Milieu können nur spezialisierte Fisch- und Krebsarten sowie Wasserinsekten überleben. Die dynamischen Ablagerungsprozesse innerhalb solcher fluviatiler Lebensräume sind an sich schon

ungünstig für eine Fossilisation; verendete Tiere werden zudem meist durch die Strömung weiter verfrachtet. Offenbar ist hier, bedingt durch die grössere Nähe zum zentralen Napf-Schuttfächer, die Schichtabfolge ausschliesslich fluviatilen Ursprungs, weshalb sie als OSM kartiert wurde. In diesem Zusammenhang ist zu erwähnen, dass in den Erläuterungen zu Atlasblatt 104 Worb (GRUNER 2001) aus einer Baugrube bei Worb eine Fazies beschrieben wird, die auf eine nahe Flussmündung hindeutet. Auch RUTSCH (1955) und RUTSCH et al. (1958) vermuteten bereits, dass zeitweise fluvioterrestrische Einflüsse bis in den Raum Worb reichten. Der Ablagerungsraum des unteren Teils der St.-Gallen-Formation war sehr dynamisch, das ausgedehnte Flussdelta des Napf-Schuttfächers variierte zwischen marinen, brackischen und fluvioterrestrischen Lebensräumen. Zudem führten Springfluten, wandernde Gezeitenrinnen oder Hochwasser der Flüsse bei Unwettern zu Umlagerungs- und Aufarbeitungsprozessen der Sedimente mitsamt ihrem Fossilinhalt. Ein deutlich erkennbarer Übergang zwischen der OMM und der OSM ist aus diesen Gründen somit auch nicht zu erwarten, es bleiben selbst kleinräumig Unschärfen in der Grenzziehung.

GEBIET 2: ALPENRAND, ATLASBLATT WOLHUSEN, OSTSEITE DES NAPF-SCHUTTFÄCHERS

Vor rund 20 Ma wurde sukzessive das ganze Molassebecken überflutet. SINCLAIR et al. (1991) vermuten als Hauptgrund eine zunehmende Absenkung des Molassebeckens, SCHLUNEGGER et al. (2007) einen verminderten Sedimentzufluss aus dem Alpenraum und HOMEWOOD et al. (1986) eine Kombination von erhöhter Subsidenz, verbunden mit einem globalen Anstieg des Meeresspiegels. KELLER (1989) hält es für möglich, dass die Transgression der Oberen Meeresmolasse am Alpenrand bereits im jüngsten Aquitanien erfolgte. Erosionsphasen zwischen der USM und der OMM, interpretiert aus seismischen Daten (SEAGLEAG8307-Linie; SCHLUNEGGER et al. 1997) und paläontologische Untersuchungen im benachbarten Gebiet von Blatt Schüpfheim (SCHLUNEGGER et al. 2016) lieferten bislang keinen Hinweis für diese These. Die OMM kann am südlichen Beckenrand durch einen terrestrischen Horizont in die Luzern-Formation und die St.-Gallen-Formation unterteilt werden (KELLER 1989).

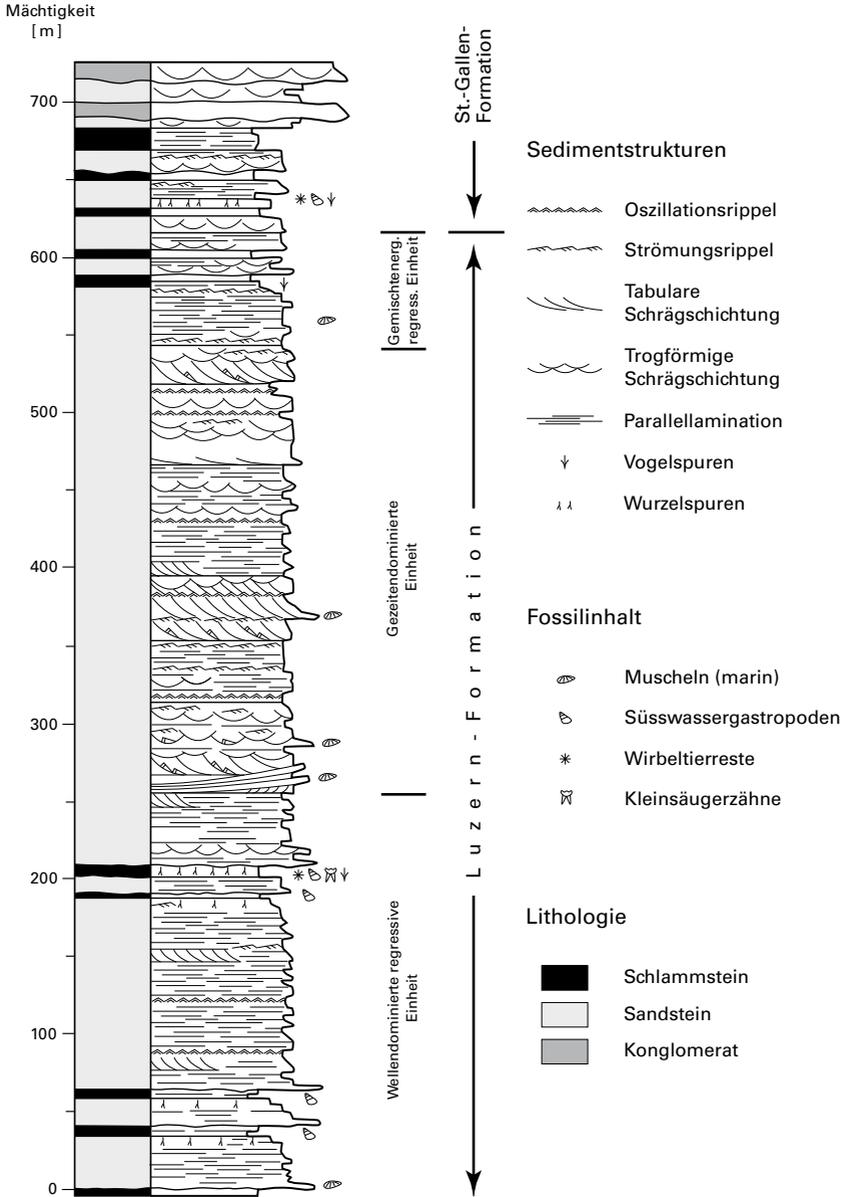
m₂ Luzern-Formation (im Gebiet 2) OMM I, Burdigalien

Im südöstlichen Gebiet von Blatt Wolhusen beträgt die Mächtigkeit der Luzern-Formation knapp 650 m, bei Luzern rund 800–900 m (KOPP 1962) und an der Entle ca. 850 m (SCHLUNEGGER et al. 2016). Diese Unterschiede können ihre Ursache in tektonischer Ausdünnung haben (KELLER 1989) oder ablagerungsbedingt sein.

Die Luzern-Formation besteht vorwiegend aus graugrünem bis blaugrauem hartem, kalkig gebundenem, oft Glaukonit führendem Fein- und Mittelsandstein. Typisch sind parallellaminierte Sandsteinlagen von plattigem Aussehen. Selten sind dünne Schlammsteinbänder eingelagert, untergeordnet treten Geröllschnüre, Süsswasserkalk sowie geringmächtige Muschelsandsteinbänke auf. Gradierte Schichtabfolgen sind weit verbreitet, Sedimentstrukturen wie Schräg- oder Kreuzschichtung verschiedener Grössenordnung sowie Strömungs- und Wellenrippeln sind häufig. Die Schichtflächen zeigen gelegentlich Muskovitanreicherungen, Strömungsriefung, kohligen pflanzlichen Detritus sowie Spurenfossilien (VON SALIS 1967). Die Muschelsandsteinbänke sind tendenziell aus grobkörnigeren Sedimentpartikeln zusammengesetzt, was auf stärkere Strömung oder Wellengang hinweist. Gemäss KELLER (1989) kann die Luzern-Formation anhand lithofazieller Kriterien in drei informelle Einheiten gegliedert werden: eine basale *wellendominiert regressive*, eine mittlere *gezeitendominierte* sowie eine obere *gemischtenenergetisch regressive*. Diese Einteilung ist allerdings nur in durchgehenden Profilen nachvollziehbar, in schlecht aufgeschlossenen Gebieten ist keine klare Zuordnung möglich. Die Luzern-Formation ist im Gebiet von Blatt Wolhusen in der Rümli Schlucht, die nur bei Niedrigwasser begehbar ist, vollständig aufgeschlossen. KELLER (1989) hat dort bei Koord. 2653.40/1206.09 das Typusprofil der Luzern-Formation aufgenommen (Fig. 8). Interessant sind die schon von MOLLET (1921) erwähnten Süsswasserkalklagen in der Luzern-Formation, die sich vom Entlebuch (SCHLUNEGGER et al. 2016) bis in den Raum Luzern verfolgen lassen, wo teilweise eigentliche Kohleflöze entwickelt sind (KAUFMANN 1872). Im Gebiet von Blatt Wolhusen treten in der Rümli Schlucht, in ähnlicher stratigraphischer Position wie an der Entle, lediglich 10–30 cm mächtige Süsswasserkalk-, Mergel- und Kohlelagen auf. An der Entle sind solche Lagen 40, 70 und 240 m, in der Rümli Schlucht 35, 60, 190 und 200 m über der OMM-Basis aufgeschlossen (KELLER 1989). An der Entle sowie an mehreren Stellen im Entlebuch zeigen Untersuchungen, dass diese keinen marinen Einfluss aufweisen, sondern ausschliesslich limnischen und terrestrischen Ursprungs sind (SCHLUNEGGER et al. 2016).

Die Luzern-Formation schliesst im südlichen, randlich gelegenen Bereich des Molassebeckens mit einem markanten Regressionshorizont ab. In durchgehenden Profilen lässt sich dieser am Alpenrand vom Entlebuch über den Raum Luzern hinaus nachweisen. An der Entle ist er mit Rotschichten und teilweise fossilführendem Mergel gut lokalisierbar (KELLER 1989, SCHLUNEGGER et al. 2016). Im Profil der Rümli Schlucht (Fig. 8) sind ab Profilmeter 632 ähnliche Ablagerungen, wie Bodenbildung mit Wurzelspuren, Kohle und Süsswassergastropoden führender Kalk, zu beobachten. Diese werden bei 653 m von Sandstein mit trogförmiger Schrägschichtung abgelöst, der bei 663 m durch Schlickwattablagerungen aus Tonstein, Siltstein und Mergel ersetzt wird (KELLER 1989). Aufgrund seiner stratigra-

Fig. 8: Profil der OMM entlang des Rümli. Modifiziert nach KELLER (1989).



phischen Position dürfte dieser terrestrisch-limnische Einschub der Rümli-
schlucht dem Regressionshorizont entsprechen, der Sandstein im Hangenden bei
653 m markiert wahrscheinlich die Transgression der St.-Gallen-Formation.

Unter- und Obergrenze, Alter

Seismostratigraphische Untersuchungen von SCHLUNEGGER et al. (1997) zeig-
en einen scharfen Übergang zwischen der USM und der OMM, im Feld ist jedoch
die Grenze mit rein lithologischen Kriterien nicht immer einfach erkennbar. Die
Untergrenze wird im Gebiet von Atlasblatt Wolhusen mit einer bis zu 40 cm mächtig-
en, durch feinkörniges Bindemittel stark verkitteten, harten Konglomeratbank
gezogen (FRÖHLICHER 1933, VON SALIS 1967), die Obergrenze mit der erneuten
Meerestransgression im Hangenden des Regressionshorizonts (KELLER 1989).

Während der Regressionshorizont in durchgehenden Profilen als markanter
Einschub im Dach der Luzern-Formation auffällt, ist er bei schlechten Aufschluss-
verhältnissen nicht immer zu erkennen. Da bereits im älteren Anteil der Luzern-
Formation wiederholt limnische und terrestrische Sedimentgesteine vorhanden
sind, kann bei isolierten Aufschlüssen die eindeutige Zuordnung nur durch bio-
stratigraphische Studien erfolgen. Der Regressionshorizont wurde in benachbarten
Gebieten mittels Kleinsäugerzähnen als MN3b (ca. 18 Ma) datiert (KELLER 1989,
ENGESSER 1990, KÁLIN 1997). Die Fossilfundstellen waren jedoch meist temporäre
Aufschlüsse (Baugruben) oder aktuell unzugängliche oder unauffindbare Lokalitä-
ten. In Profile von KELLER (1989) integrierte, datierbare Kleinsäugerfundstellen
fehlen im Raum Entlebuch-Wolhusen. Mit zunehmender Nähe zum zentralen
Napf-Schuttfächer ist zudem kein Regressionshorizont mehr erkennbar. Die Lu-
zern-Formation und die St.-Gallen-Formation als Ganzes verzahnen sich dort seit-
lich mit der fluvioterrestrischen Schüpferegg-Nagelfluh (FRÖHLICHER 1933, Abb. 2).

Fossilien und Paläoökologie

Die Luzern-Formation im Gebiet von Blatt Wolhusen wurde paläontologisch
nie systematisch untersucht. Die wenigen Fossilfunde aus der Rümli-
schlucht sind Zufallsfunde oder stammen aus Beprobungen kleiner Materialmengen an-
lässlich der Profilaufnahmen. Es handelt sich vorwiegend um Schalen und Steiner-
kerne mariner Muscheln. Zusätzlich erwähnt VON SALIS (1967) einen «nicht näher
bestimmbaren» Haifischzahn. Beschrieben werden weiter Spurenfossilien und
Bioturbation, die von Krebsen, Würmern sowie Gastropoden stammen; auch
Vogelspuren sind nachgewiesen (KELLER 1989). Bereits im Basiskonglomerat der
Luzern-Formation kommen marine Muscheln vor, danach werden im Rümli-
profil (KELLER 1989 und Fig. 8) Molluskenfunde ab rund 200 m über der USM/OMM-
Grenze zahlreicher. Aus Süswasserkalk und begleitendem Mergel werden Plan-
orben und Ostrakoden (Muschelkrebse) erwähnt (VON SALIS 1967), zusätzlich

wurden im Rümliprofil von KELLER (1989) bei Profilmeter 202 wenige Kleinsäugerzähne gefunden, die jedoch keine exakte zeitliche Einstufung erlauben. Im Gebiet von Blatt Luzern sind in der Luzern-Formation marine Fossilien zahlreich und ziemlich divers, im Gebiet von Blatt Schöpfheim treten nur noch gelegentlich Muschelbänke auf, Selachierzähne sind sehr selten (SCHLUNEGGER et al. 2016). Die Molluskenfauna bleibt dort zwar individuenreich, ist jedoch artenarm (FRÖHLICHER 1933, HABICHT 1987, SCHLUNEGGER et al. 2016), was für euryhaline Verhältnisse spricht. Vom Gebiet von Blatt Wolhusen liegen keine entsprechenden Studien vor. Mit den wenigen Fossilfunden lässt sich nicht eindeutig entscheiden, ob hier die Luzern-Formation mehrheitlich marin oder brackisch geprägt ist. Die Fossilien belegen bloss sehr heterogene Lebensräume des südlichen Meeresbeckenrandes während der Ablagerung der Luzern-Formation. Aufgrund von sedimentologischen Befunden kann jedoch auf eine ehemalige Küstensituation geschlossen werden. Der plattige Sandstein der Luzern-Formation mit ausgeprägten Rippelstrukturen und parallelaminiertem Sedimentgefüge ist ein klares Indiz für starken Wellengang. Grosser Süswassereintrag ins OMM-Meer könnte den Salzgehalt in gewissen Küstenbereichen beeinflusst und zu brackischen Bedingungen geführt haben. Kurzzeitige regressive Phasen mit Trockenfallen der seichtesten Bereiche sind in einer solchen Küstensituation ebenfalls möglich. Dies kann auch erklären, weshalb die beobachtete fossile Fauna flachmarine, brackische und terrestrische Einflüsse aufzeigt, dies im Gegensatz zum zentralen Molassebecken des Mittellandes, wo Fossilfunde aus demselben Zeitraum auf stenohaline Verhältnisse hinweisen.

m₃ St.-Gallen-Formation (im Gebiet 2)
 OMM II, Burdigalien

Die Mächtigkeit der St.-Gallen-Formation in der Rümli Schlucht beträgt vermutlich nur rund 35 m. Die Basis wird durch kreuzgeschichteten, Schwemmholzreste führenden Sandstein gebildet, danach dominieren Wechsellagerungen von Siltstein und Mergel, vereinzelt ist Bioturbation zu beobachten. Die St.-Gallen-Formation wird mit Geröll führendem Sandstein abgeschlossen, der im Hangenden von einer 10 m mächtigen Bank der Schüpferegg-Nagelfluh überlagert wird.

Fossilien und Paläoökologie

Aus der Rümli Schlucht sind keine Fossilien bekannt. Bei Entlebuch an der Entle konnten dagegen in stratigraphisch vergleichbarer Position vereinzelt Muschelbänke, Vogelfährten (WEIDMANN & REICHEL 1979) sowie Bioturbation von Maulwurfskrebse nachgewiesen werden (SCHLUNEGGER et al. 2016). Diese Fossilfunde, verbunden mit den Sedimentstrukturen, deuten auf sehr flaches, gezeitendominiertes Ablagerungsmilieu hin. Offenbar war im Raum Entlebuch – Wolhusen

die Meerestransgression zu Beginn der St.-Gallen-Formation wenig prägnant, und fluvioterrestrische Einflüsse nahmen rasch wieder überhand. Dies in starkem Gegensatz zur Region Luzern und zum gesamten Mittelland, wo sich zu dieser Zeit die stabilsten marinen Verhältnisse während der Ablagerung der OMM etablierten.

GEBIET 3: ALPENRAND, ATLASBLATT LANGNAU, WESTSEITE DES NAPF-SCHUTTFÄCHERS

Die Luzern-Formation ist ausschliesslich im südöstlichsten Gebietsanteil von Blatt Langnau präsent. Sie wird dort von der USM II unterlagert und verzahnt sich gegen Nordwesten mit der Schüpferegg-Nagelfluh. Die St.-Gallen-Formation des Gebiets 3 greift von Südwesten her weit in die Napfgräben nördlich von Langnau hinein. Sie ist lokal sowohl lithologisch als auch biofaziell verschieden ausgeprägt. Ihre Mächtigkeit schwankt stark, so beträgt diese in den Gräben nördlich von Langnau maximal 30 m, an der Blaseflue ca. 200 m und bei Dieboldswil ca. 250 m.

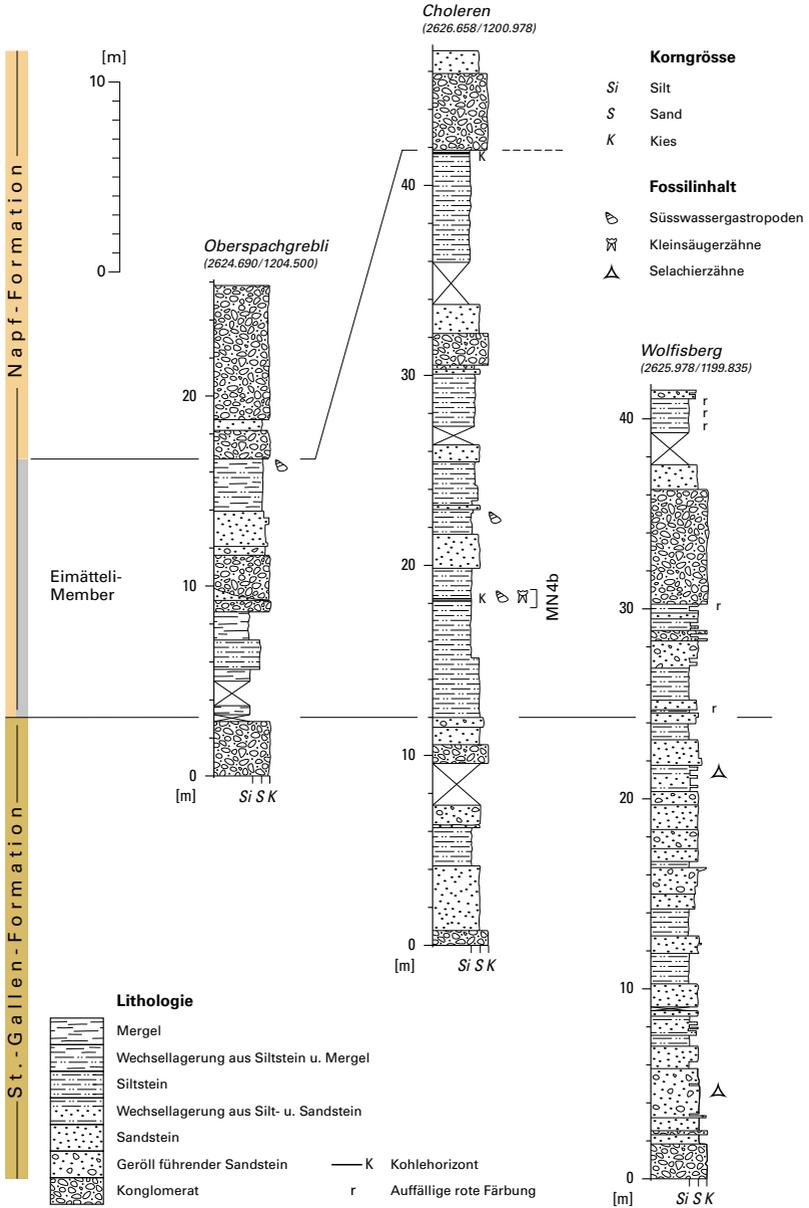
Das Liegende der St.-Gallen-Formation wird von der Schüpferegg-Nagelfluh gebildet. Die Untergrenze der St.-Gallen-Formation wird dort gezogen, wo Sandsteinlagen beginnen, die Sedimentabfolge zu dominieren. Die Obergrenze der St.-Gallen-Formation ist oft unscharf; sie wird dort gezogen, wo keine brackischen oder marinen Fossilien mehr nachweisbar sind. Im Raum nördlich und östlich von Langnau endet die St.-Gallen-Formation mit der Basis des Eimätteli-Members (z.B. Profil Wolfisberg in Fig. 9). Südlich von Langnau werden die Verhältnisse komplexer, so treten dort auch über dem Eimätteli-Member marine Schichten auf (Profil Hüenerbach in Fig. 10). Offenbar hielten sich in diesem Gebiet marine Verhältnisse länger.

Ein bereits im Feld erkennbarer Unterschied zwischen den marinen und fluvioterrestrischen Ablagerungen ist der unterschiedliche Glimmergehalt. Die OMM-Schichten sind meist ausserordentlich muskovitreich, im Gegensatz zu den fluviatil beeinflussten Sedimenten.

m₂ Luzern-Formation (im Gebiet 3) OMM I, Burdigalien

Die Luzern-Formation ist in mariner bis brackischer Ausprägung im Gebiet von Atlasblatt Langnau nur noch als schmales Band, das sich vom benachbarten Gebiet von Blatt Schüpflheim über Lombach bis nach Wiggen erstreckt, ausgebildet. Im Schlifbach (Name gemäss Landeskarte 1:10000) südlich von Lombach ist die Luzern-Formation noch in typischer Ausprägung als graugrüner bis bläulicher

Fig. 9: Lithostratigraphische Profile des Eimätteli-Members nördlich der Ilfis. Profilaufnahmen D. Kälin, 2018.



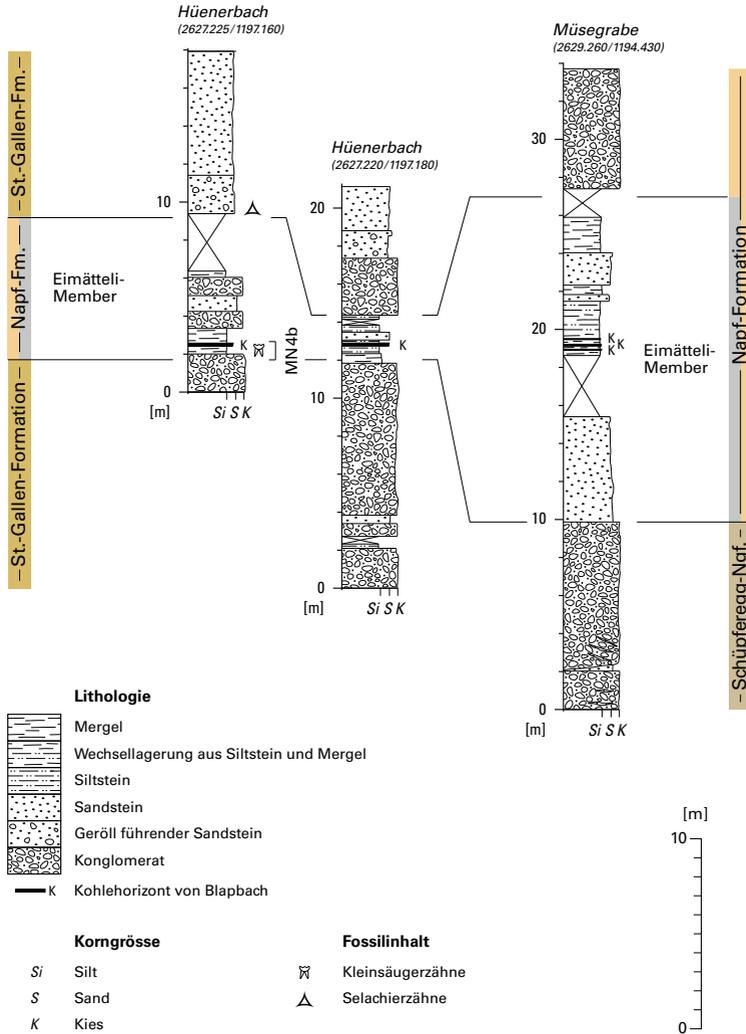


Fig. 10: Lithostratigraphische Profile des Eimätteli-Members südlich der Iflis. Profilaufnahmen D. Kälin, 1995 und 2018.

dünnpaltiger muskovitreicher Sandstein vorhanden. Gegen Südwesten tritt diese Erscheinungsform nur noch untergeordnet auf. Dort überwiegen Sand- und Schlammstein, die sich mit polymikten Konglomeratlagen abwechseln (LIECHTI 1928). Ein Ausläufer der Formation in mariner bis brackischer Ausprägung drang aus Osten bis weit in den Napf-Schuttfächer vor. Es bleibt unklar, in welchem Zeitabschnitt der Ablagerung der Luzern-Formation dies stattfand. Die Luzern-Formation wird lateral zunehmend durch fluvioterrestrische Ablagerungen der Schüpferegg-Nagelfluh abgelöst.

Fossilien und Paläoökologie

Während im Entlebuch an mehreren Lokalitäten marine Fossilien, insbesondere in Form von Muschelbänken, präsent sind (SCHLUNEGGER et al. 2016), werden Fossilfunde Richtung Südwesten zunehmend seltener. LIECHTI (1928) erwähnt aus dem Bleuelgrabe bei Lombach zahlreiche, südwestlich von Wiggen unterhalb des Guggchnubel auf ca. 810 mü.M. vereinzelt marine Mollusken. Beide Fundstellen sind aktuell nicht auffindbar. Im Bleuelgrabe und bei Wiggen konnten anlässlich von Begehungen keine marinen Fossilien nachgewiesen werden. Vielmehr ist bei Koord. 2636.37/1195.96 auf ca. 950 mü.M. ein Kohlehorizont anstehend, der von fossilführendem, teilweise kalkigem Mergel begleitet wird. Im unmittelbar östlich gelegenen Seitenbach des Lombachgrabens sind hingegen bei Koord. 2636.850/1196.045/910 m häufig marine Muschelsteinkerne in graublauem plattigem Sandstein zu finden. Die spärlichen Fossilien der Luzern-Formation deuten auf einen sehr flachen brackischen bis marinen, in unmittelbarer Küstennähe liegenden Ablagerungsraum hin.

m₃ St.-Gallen-Formation (im Gebiet 3) OMM II, Burdigalien

Sedimentabfolge östlich der Emme / nördlich der Ilfis

Bereits FANKHAUSER (1872) erkannte nördlich der Ilfis bei Langnau vorhandene marine Ablagerungen. Von Schüpbach bis in den Frittebach- und Gohlgrabe wies er Sandstein mit Meeresfossilien nach. KISSLING (1902) zitierte Haifischzahnfunde aus dem Gohlgrabe. Erstaunlicherweise war es später LIECHTI (1928) nicht mehr möglich, in diesem Gebiet marine Ablagerungen oder Fossilien zu finden. Im Zuge der Kartierarbeiten für die vorliegenden Atlasblätter zeigte sich indes, dass sowohl nördlich als auch südlich der Ilfis die OMM wesentlich grossflächiger verbreitet ist als bisher angenommen. So konnten nicht nur die Fundstellen von FANKHAUSER (1872) und KISSLING (1902) wiedergefunden werden, sondern zusätzlich mehrere weitere Fundorte. Die Mächtigkeit der St.-Gallen-Formation beträgt nördlich der Ilfis mindestens 20 m, so beispielsweise bei Gohl im Gohlgrabe. Weiter östlich nimmt die Mächtigkeit ab, bis die St.-Gallen-Formation im Gebiet des Chammershusgrabe nordöstlich von Bärau auskeilt.



Fig. 11: Aufarbeitungslage mit Knauerbildung. St.-Gallen-Formation bei Hintermatten, Aufschluss Langnau-Hintermatten, Gohlgrube (Koord. 2628.145/1200.995/785 m). Bildbreite: ca. 1,5 m. Foto J. Jost, 2017.

Die OMM-Sedimente östlich der Emme und nördlich der Ilfis bestehen aus grauem bis bräunlichem weichem glimmerreichem Mittel- bis Grobsandstein. Dieser ist meist wenig strukturiert. Häufig führt er ungleichmässig bis lagenartig angehäufte alpine Gerölle, die auch geringmächtige Nagelfluhbänke bilden können. Knauerbildung kommt regelmässig vor (Fig. 11). Gelegentlich ist grauer, lokal bräunlich-rötlicher Schlammstein in Form dünner laminiertes Schlieren oder Aufarbeitungslagen eingebettet. Solche Ablagerungen sind atypisch für marines Milieu. Sie können aber an diversen Lokalitäten beobachtet werden, so zum Beispiel im Gohlgrabe bei Gohl (Koord. 2627.900/1200.415/800 m) und bei Hintermatten (Koord. 2628.145/1200.995/785 m).

Sedimentabfolge westlich der Emme / südlich der Ilfis

Im Gebiet der Blaseflue wurde die St.-Gallen-Formation früher als «Nieder-mattschichten» bezeichnet (DELLA VALLE 1965). Deren Sedimentabfolge ist im

Nidermattgrabe südwestlich von Schüpbach bis zur OSM-Grenze fast lückenlos aufgeschlossen. Typisch für dieses Gebiet ist ein rascher vertikaler Wechsel innerhalb weniger Meter zwischen Sandstein- und Nagelfluhschichten, auch horizontal variieren die Sedimentabfolgen schnell. Der graugrüne bis braungelbe kalkige Fein- bis Grobsandstein enthält einzelne und lagenartig angehäufte alpine Gerölle. Der Schwermineralgehalt wird durch Epidot dominiert, untergeordnet begleitet von Granat. Bei den Leichtmineralien ist die Seltenheit von Glaukonit auffällig (DELLA VALLE 1965). Dies passt zu den Fossilfunden, die insbesondere im nördlichen Teil der Blaseflue mehrheitlich brackische Beeinflussung belegen. Die Nagelfluh ist durchwegs polymikt, die Gerölle erreichen selten mehr als 30 cm Durchmesser. Schlammsteinlagen sind nur als dünne, in den Sandstein eingelagerte Bänder oder als aufgearbeitete Komponenten vorhanden.

Südöstlich von Signau nehmen in Richtung von Atlasblatt Eggwil Nagelfluhbildungen tendenziell zu. Der untere Teil der St.-Gallen-Formation ist insbesondere am linken Emmeufer bei Bubenei sehr gut aufgeschlossen (Fig. 12). In den östlichen, in die Emme entwässernden Gräben steht die OMM im unteren Teil in ähnlicher Ausbildung an. Darüber sind zusätzlich gelegentlich rötliche und bläuliche Schlammsteinlagen vorhanden, so beispielsweise bei Eggwil-Schönenboden (Koord. 2627.925/1194.255/865 m). Schliesslich ist in diesem Gebiet, wie nordöstlich der Howacht beim Hühnerbachknubel (Koord. 2627.230/1197.125/840 m), gar eine Überlagerung des Eimätteli-Members mit der St.-Gallen-Formation zu beobachten, beim Hühnerbachknubel mit ca. 30 m, bei Eggwil-Schönenboden mit 80 m. Diese jüngsten Meeresablagerungen enthalten, ebenso wie teils östlich der Emme und nördlich der Ilfis, häufig Aufarbeitungslagen mit bräunlich-rötlichen Schlammsteinklasten (Fig. 13).

Fossilien und Paläoökologie

Die marinen Ablagerungen mehrerer Lokalitäten des Napf-Schuttfächers wurden in den letzten Jahren erstmals systematisch beprobt. Aus den tiefsten anstehenden Anteilen der St.-Gallen-Formation wurden schon von FANKHAUSER (1872) bei Signau und von KAUFMANN (1886) bei Lauperswil marine Fossilien erwähnt. Südöstlich von Schüpbach sind bei Bubenei am westlichen Emmeufer ähnliche Schichtabfolgen aufgeschlossen, die allerdings nur bei Niedrigwasser zugänglich sind. FANKHAUSER (1872) erwähnte von dort Austernschalenfunde sowie weitere brackische und marine Muscheln. Aktuelle Beprobungen bestätigen, dass insbesondere Austernschalenrümmer sehr häufig vorkommen. Südlich von Signau im Bäänligrabe, aber auch in mehreren Gräben von Aeschau bis Dieboldswil sind analoge Verhältnisse gegeben. Auch hier sind Austernschalenrümmer sehr häufig, Selachierzähne oder andere marine Fossilien dagegen selten. Dieser Teil der St.-Gallen-Formation scheint als mehrheitlich brackische und nur gelegentlich als vollmarine Fazies vorzuliegen.



Fig. 12: Wechsellagerung von Nagelfluh, Sand- und Schlammstein der St.-Gallen-Formation am linken Emmeufer westlich von Bubenei (Koord. ca. 2623.480/1196.345/680 m). Foto J. Jost, 2018.



Fig. 13: Rötliche Schlammsteinlagen in Wechsellage mit Sandstein und Nagelfluh bei Eggiwil-Schönenboden, östlich von Dieboldsbach (Koord. 2627.925/1194.255/865 m). Foto J. Jost, 2018.

Für die Blaseflue und das östlich der Emme angrenzende Gebiet zwischen Ramsei und Zollbrück trifft dies für die gesamte St.-Gallen-Formation zu. Bei der Wannenfuh (Fig. 14, Koord. 2621.670/1205.245/615 m) lässt sich in einer knapp 15 m hohen Felswand eine ehemalige überwiegend wellendominierte Küstenfazies beobachten. Untergeordnet sind auch Gezeitenbildungen erhalten, so im untersten Teil der Felswand mit schräggeschichtetem Sandstein, der als subtidale Sandwelle interpretiert wird. Der schräggeschichtete Sandstein wird von mächtigen parallellaminierten, horizontalen Sandsteinlagen, zum Teil mit Knauern, erosiv abgeschnitten. Der horizontal geschichtete Sandstein ist charakteristisch für den nassen Strandbereich (intertidale Zone). Im obersten Teil der Felswand markieren erosiv eingeschnittene, mit Nagelfluh gefüllte Rinnen den Kontakt zwischen OMM und OSM.

Selbst mit geringen Sedimentschlammungen lassen sich im Gebiet der Blaseflue zumeist rasch brackische oder marine Fossilien nachweisen. Eine Lokalität mit diverser mariner Fauna konnte aber auch aktuell ebenso wenig wie von DELLA VALLE (1965) und früheren Autoren gefunden werden. In DELLA VALLE (1965) ist eine Zusammenstellung sämtlicher historischer wie auch im Rahmen seiner Dissertation neu entdeckter Fundorte aufgelistet.

Beispiele für die brackisch bis marin geprägten Schichten sind: Signau-Obermattgrube (Koord. ca. 2621.00/1197.52/775 m), Signau-Bäänligrabe (Koord. ca. 2621.680/1195.525/740 m), Signau-Bubenei (Koord. ca. 2623.480/196.345/680 m), Eggiwil-Chrattegrube (Koord. ca. 2626.50/1195.05/840 m), Eggiwil-Dieboldsbach (Koord. 2627.90/1194.26/865 m).

Die von KISSLING (1902) erwähnten Fundorte im Gohlgrabe und Aspibad sowie jener aus dem Brüggleggrabe (HEBEISEN 1987) gehören zum oberen Teil der St.-Gallen-Formation. Detaillierte Untersuchungen zusätzlicher neuer Fundorte belegen nun, dass dieser deutlich stärker marin geprägt ist als der untere Teil der Formation. Von Eggiwil-Schönenboden über den Hühnerbachknubel südlich der Ilfis lassen sich marine Sedimente bis in zahlreiche Gräben nördlich von Langnau verfolgen. Typisch sind Aufarbeitungslagen mit bräunlich-rötlichen Schlammsteinklasten, in denen die Fossilien enthalten sind.

Es kommen fast ausschliesslich, dafür sehr zahlreich, Zähne von Sandtigerhaien der Art *Araloselachus* sp. (Fig. 15), einer Stechrochenart (*Dasyatis* sp.) sowie von Meerbrassen (Sparidae), wahrscheinlich aus der Gattung der Zahnbrassen (*Dentex* sp.), vor. Diese Kombination einer extremen Artenarmut, verbunden mit einer hohen Anzahl an Individuen, ist aussergewöhnlich und aus der restlichen schweizerischen OMM unbekannt. Das Ablagerungsmilieu muss ausgesprochen flachmarin, jedoch stenohalin gewesen sein. Dies ist ein optimales Habitat für Sandtigerhaie, die bevorzugt in Küstennähe, selbst in sehr seichtem Wasser, leben und sich vorwiegend von Fischen, kleinen Rochen, Tintenfischen sowie Krebsen ernähren. Die ebenfalls häufigen Zahnbrassen und Rochen bewohnen ebenso sandige Flachwasserbereiche und waren wohl die bevorzugte Beute der Sandtigerhaie.



Fig. 14: Sandstein und Nagelfluh an der Wannengfluh bei Ramsei. Der Ausschnitt zeigt eine Sandwelle mit charakteristischer Versteilung der Schrägschichtung und dünner werdenden Sandsteinlagen (Sequenz-Bündel). Solche Sedimentstrukturen werden durch Gezeitenströmungen im subtidalen Bereich gebildet (HOMEWOOD & ALLEN 1981). Im oberen linken Bildbereich sind erosiv in den horizontal geschichteten Sandstein eingeschnittene, mit Nagelfluh gefüllte Rinnen sichtbar, die den Kontakt von der St.-Gallen-Formation zur Napt-Formation bilden. Fotos S. Strasky, 2019.



Fig. 15: Zahn eines Sandtigerhais *Araloselachus* sp. (Länge 1,5cm). Langnau-Hintermatten (Koord. 2628.145/1200.995/785 m). Sammlung J. Jost, Foto B. Lüdi, 2018.

Beispiele für die marin geprägten Schichten der jüngsten St.-Gallen-Formation sind in der Gemeinde Langnau: Gohl (Koord. 2627.900/1200.415/800 m), Hintermatten (Koord. 2628.145/1200.995/785 m), Wolfisberg (Koord. 2626.02/1199.80/727 m), Schützegrabe (Koord. 2626.965/1200.000/770 m), Bramerboden (Koord. 2625.275/1199.590/705 m), Alischbach (Koord. 2624.415/1201.500/660 m). Südlich der Ilfis: Hühnerbachknobel (Koord. 2627.230/1197.125/840 m), Hühnerbachknobel (Koord. 2627.200/1197.135/830 m), Aspibad (Koord. 2625.41/1197.46/820 m) sowie Eggwil-Schönenboden (Koord. 2628.28/1194.42/970 m).

m₂₋₃ Schüpferegg-Nagelfluh USM III – OSM, Burdigalien

Die markante Schüpferegg-Nagelfluh wurde erstmals im Entlebuch von KAUFMANN (1886) beschrieben und dem «Helvétien» (heutige St.-Gallen-Formation) zugeordnet. FRÖHLICHER (1933) nahm erste Geröllanalysen aus einer Grube bei Multigschwändeli oberhalb von Escholzmatt vor. Er erwähnte den hohen Quarzgehalt des Konglomerats, das er «als ausgesprochen bunt» bezeichnete. Die Definition als Schüpferegg-Nagelfluh geht auf MATTER (1964) zurück. Er beschrieb diese Formation im Entlebuch, wo sie vorwiegend als rund 450 m mächtige kompakte harte polymikte Nagelfluh vorkommt. Untergeordnet treten karbonatreiche Sandsteinbänke sowie Siltsteinlagen und Mergel auf. Die Nagelfluh an der Basis weist einen hohen Kristallingehalt von 36 % auf, der gegen das Dach hin auf 12 % sinkt. Sehr häufig sind Dolomitgerölle (40 %) und helle Quarzite (15 %). Das Bindemittel besteht aus gelbbraunem Fein- bis Mittelsandstein; der Schwermineralgehalt wird durch Epidot dominiert.

Im Gebiet von Atlasblatt 75 Eggiwil (HALDEMANN et al. 1980, JORDI 2012) wurde für den im östlichen Teil des Kartengebiets abgelagerten Nagelfluh-Sandstein-Komplex der Begriff «Wachthubel-Schichten» verwendet. Dieser wird nach aktueller Nomenklatur der Schüpferegg-Nagelfluh zugeordnet.

Die Schüpferegg-Nagelfluh überlagert im östlichen Entlebuch und im Raum Wolhusen die St.-Gallen-Formation. Sie wurde auch im Gebiet des Atlasblattes Schüpfheim kartiert (OSM; SCHLUNEGGER et al. 2016) und magnetostratigraphisch datiert (SCHLUNEGGER et al. 1996). Im westlichen Entlebuch löst sie lateral die marine St.-Gallen-Formation und den oberen Teil der Luzern-Formation ab. In weiten Teilen des Gebiets von Blatt Langnau herrscht die Schüpferegg-Nagelfluh vor, da das OMM-Meer nicht bis in den zentralen Bereich des Napf-Schuttfächers hineinreichte. Die Schüpferegg-Nagelfluh überlagert in diesem Gebiet somit die Formation der Granitischen Molasse (Taf. I). Aufgrund der unterschiedlichen stratigraphischen Positionen wird die Schüpferegg-Nagelfluh als USM III–OSM bezeichnet.

ÖSTLICHER NAPF-SCHUTTFÄCHER (ATLASBLATT WOLHUSEN)

Im Gebiet von Atlasblatt Wolhusen setzt die Schüpferegg-Nagelfluh in der Rümli Schlucht mit einer rund 10 m mächtigen Nagelfluhbank ein, ihre Gesamtmächtigkeit dürfte rund 350 m betragen. Die Obergrenze lässt sich mit dem Auftreten von Siltstein und Mergel (Eimätteli-Member) vom Füliloch am Rümli über Fürhagge bis in den Raum Entlebuch und weiter nach Südwesten (Gebiet von Blatt Schüpfheim) verfolgen. Vorherrschendes Gestein ist polymikte, schlecht sortierte Nagelfluh, deren Bindemittel aus grauem, teilweise auch rötlich verfärbtem, kalkigem Sandstein besteht. Der Kristallinanteil der Gerölle beträgt im Durchschnitt 18–29%, diese erreichen an der Basis einen Durchmesser von bis zu 40 cm und weisen oft Eindrücke und Schrammen auf. Lagen von kalkigem Sandstein und dünnen roten Schlammsteinbändern sind selten (VON SALIS 1967). Aus dem Gebiet von Atlasblatt Wolhusen sind bisher keine Fossilfundstellen bekannt.

WESTLICHER NAPF-SCHUTTFÄCHER (ATLASBLATT LANGNAU)

Die Schüpferegg-Nagelfluh besteht im Gebiet von Blatt Langnau aus massiger polymikter Nagelfluh und eingeschobenen Sandsteinpaketen und Lagen aus Siltstein und Mergel. Bei den Siltsteinlagen und Mergeln fällt deren helle Farbe auf, es überwiegen weissliche, gelbliche, rötliche und grünliche Farbtöne; bräunliche und schwärzliche Farbtöne wie in der Napf-Formation treten sehr selten auf. Die Mächtigkeit der Schüpferegg-Nagelfluh beträgt rund 300 m. Die Konglomeratlagen sind an der Basis oft schräggeschichtet; diese werden gegen oben zunehmend flachwinkliger, vereinzelt ist Kreuzschichtung zu erkennen. Einige der meist gut gerundeten Gerölle erreichen einen Durchmesser von bis zu 35 cm, die mittlere Grösse liegt jedoch bei 10–15 cm (HURNI 1991). Auffällig ist hellgrauer bis gelb-

licher parallellaminierter Siltstein, welcher insbesondere im Fankhusgrabe und seinen Seitengräben, im Hämelbach und zahlreichen weiteren Aufschlüssen nördlich der Ilfis zu beobachten ist. Solche Ablagerungen entstanden in Überschwemmungsebenen eines verwilderten Flusssystemes, verursacht von unregelmässig erfolgten Durchbrüchen der Uferwälle. Wie Fossilfunde belegen, müssen Teile davon über längere Zeiträume trocken gelegen haben, auch die rötliche Fleckung sowie Wurzelspuren deuten auf Bodenbildung hin.

Unter- und Obergrenze

Im angrenzenden Gebiet von Atlasblatt Schüpffheim kann bei Escholzmatt und Schüpffheim die Untergrenze der Schüpfferegg-Nagelfluh noch meist durch das vertikal graduelle Überhandnehmen von Konglomeratlagen erkannt werden (SCHLUNEGGER et al. 2016). Gegen Westen wird das Dach der Luzern-Formation zunehmend nicht mehr aus typischem plattigem, Glaukonit führendem Sandstein gebildet. Vielmehr findet ein steter Wechsel zwischen Sandstein und Nagelfluh statt. Im Raum Lombach lässt sich mit Funden mariner Mollusken die Luzern-Formation noch nachweisen, sie wird jedoch lateral rasch von der Schüpfferegg-Nagelfluh abgelöst. Bei Wiggen wird eine Abgrenzung der Formationen zunehmend schwierig, hier stehen fast ausschliesslich Konglomeratlagen an, die keine klare Zuordnung mehr erlauben. Die Obergrenze wird durch das Eimätteli-Member markiert, im westlicheren Teil des Napf-Schuttfächers durch den das Eimätteli-Member unterlagernden marinen Sandstein der St.-Gallen-Formation.

Fossilien und Paläoökologie

Die vorherrschenden Konglomeratlagen sind Überreste von Kiesbänken, die in ein ausgedehntes Delta eines verwilderten Flusssystemes geschüttet wurden. Die Fossilisation von Tieren und Pflanzen ist unter diesen Gegebenheiten nur selten möglich, Funde sind entsprechend rar. FANKHAUSER (1872) fand bei der Ilfisbrücke zwischen Langnau und dem Weiler Ilfis, am linken Flussufer, in einer gelbgrauen Sandsteinlage zahlreiche gut erhaltene Blattabdrücke von Weiden, Eichen und Lorbeerbäumen. Aus dem Ramseregrabe beschrieb LIECHTI (1928) fossile Blätter sowie Gastropodenschalen, die in den westlichen Zuflüssen nördlich und südlich des Mueshüttli gefunden wurden. Weitere der von ihm zitierten Fundstellen sind nicht genau lokalisierbar, da detaillierte geographische Angaben fehlen.

Die Fundstelle Trub-Sältenbach ist die weitaus wichtigste in der Schüpfferegg-Nagelfluh. Kleinsäugerzähne von dieser Fundstelle ermöglichten eine Zuweisung zum jüngeren Anteil von MN3b (ca. 18 Ma) für die Region Trub; biostratigraphisch ist sie etwas jünger als der Regressionshorizont zwischen der Luzern- und St.-Gallen-Formation (KÄLIN 1997). Die Fundstelle ist Referenzlokalität der schweizerischen Säugereinheit MN3b und durch Funde von mindestens vier Arten früher

Hirschformen von europäischer Bedeutung. Seit ihrer Entdeckung durch HURNI (1991) wurden zahlreiche Grabungen durchgeführt und rund 4 t Material gesichert (Sammlung J. Jost, Zofingen). Bisher wurden neben Knochenresten mehrere hundert Kleinsäugerzähne, rund 300 Zähne von Wiederkäuern (Ruminantia), einige von Schweinen (Suidae) sowie wenige von Kleinraubtieren (Carnivora) gefunden. Die oft mit vielen Rissen durchzogenen Zähne und Knochen können nur durch äusserst vorsichtige Bergung und aufwändige Präparation vor dem Zerfall bewahrt werden. Besondere Bedeutung haben die Funde von zwei Geweihresten früher Hirschformen der Gattungen *Procervulus* und *Acteocemas* (Fig. 16), die nur die Schulterhöhe eines mittelgrossen Hundes erreichten. Die evolutionäre Entwicklung der Hirschartigen ist in diesem Zeitraum noch weitgehend ungeklärt. Insbesondere ist unklar, ob die modernen Hirsche, die seit ca. 16 Ma vorkommen, direkt von solchen Formen abstammen. Die Funde von Trub-Sältenbach zählen zu den ältesten Nachweisen in Europa und sind deshalb von grossem wissenschaftlichem Interesse.

Die Fossilfunde von Trub-Sältenbach belegen, dass über einen längeren Zeitraum in Teilgebieten des zentralen Napf-Schuttfächers stabile terrestrische Verhältnisse geherrscht haben mussten. Eine Gross- und Kleinsäugerfauna wie sie von Trub-Sältenbach nachgewiesen ist, konnte sich unmöglich in einer häufig überfluteten Schwemmebene ansiedeln. Zudem musste eine reichhaltige Flora existiert haben, denn die Nahrungsgrundlage früher Hirschformen dürfte noch ausgeprägter als die der modernen Hirsche aus Blättern, Knospen und Früchten bestanden haben, auch rezent ernährt sich keine Art dieser Familie ausschliesslich von Gräsern. Bisher sind aus der Schüpferegg-Nagelfluh keine Pflanzenfunde bekannt, die vertiefte Rückschlüsse über die Zusammensetzung der Flora zulassen. An mehreren Lokalitäten, so auch in Trub-Sältenbach, wurden lediglich regelmässig Samen von Zürgelbäumen (*Celtis* sp.) gefunden.

Wie die Anreicherung der zahlreichen Gross- und Kleinsäugerfunde zustande kam, ist nicht restlos geklärt. Viele der Funde sind sehr gut, teilweise sogar als ganze Kiefer erhalten, es gibt aber auch zahlreiche Zahn- und Knochenfragmente (Fig. 17). Wahrscheinlichstes Szenario ist ein Hochwasserereignis oder ein Uferwalldurchbruch, der zum Massensterben der lokalen Fauna führte. Das völlige Fehlen von Knochenfischzähnen und Süsswassermollusken spricht ebenso für eine plötzliche Überflutung.



Fig. 16: Geweih auf Schädelteil der frühen Hirschform *Acteocemas* sp. (Länge 11 cm). Trub-Sältenbach. Sammlung und Foto J. Jost, 2014.



Fig. 17: Kieferfragment und einzelne Zähne einer frühen Hirschform von Trub-Sältenbach (Länge der grössten Zähne ca. 1,5 cm.). Sammlung und Foto J. Jost, 2014.

Obere Süsswassermolasse (OSM)

Napf-Formation Burdigalien–Langhien

Die Napf-Formation ist die vorherrschende lithostratigraphische Einheit in den drei Kartengebieten. Bis zu 820 m mächtige Konglomerat- und Sandsteinabfolgen der Napf-Formation sind charakteristisch für das gesamte Napfbergland. Östlich der Emme bildet das Eimätteli-Member, eine von Osten nach Westen auskeilende Schicht aus tonigem Siltstein, die Basis der Napf-Formation. Westlich der Emme fehlt das Eimätteli-Member. Die basalen Napf-Schichten bestehen dort aus einem weniger gut definierten sandigen Siltstein.

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

Bereits KISSLING (1903) und LIECHTI (1928) beschrieben in lokalem Rahmen Mergel- und Kohleablagerungen «an der OSM-Basis». FRÖHLICHER (1933) erkannte die überregionale Ausdehnung dieser von ihm als «Basismergelband» bezeichneten Schichtabfolge. Er wies den teilweise «fossilreichen Mergel» vom Rümli über das Entlebuch bis in den Raum Langnau nach. Zudem versuchte er, mit aufgesammelten Mollusken, die E. Baumberger (Basel) bestimmte, die Mergelablagerungen biostratigraphisch exakter einzuordnen. Eine lithologisch detaillierte Beschreibung erfolgte durch MATTER (1964), der die Abfolge als «Basismergelzone» bezeichnete. In den Erläuterungen zu Atlasblatt Schöpfheim wurde schliesslich der Begriff Eimätteli-Member eingeführt (SCHLUNEGGER et al. 2016), nach der Typlokalität Eimätteli (Koord. 2644.750/1204.555/725 m; MATTER 1964).

Das Eimätteli-Member wird vorwiegend aus hellgrauem bis grünlichem tonigem bis kalkig-tonigem Siltstein gebildet. Besonders charakteristisch ist blaugrauer bis fast schwarzer sehr toniger Siltstein. Untergeordnet sind Sandsteinbänke und geringmächtige, massige Konglomeratlagen eingeschaltet, die stellenweise einen hohen Anteil an Ophiolithgeröllen (Ophiolithnagelfluh) aufweisen (MATTER 1964). Der gelegentlich vorkommende bunte bis schwärzliche Mergel ist oft fossilreich und wurde an der Typlokalität Eimätteli magnetostratigraphisch datiert (SCHLUNEGGER et al. 1996) und – wie auch an weiteren Fundstellen – in die Säugereinheit MN4b (ca. 17 Ma) eingestuft (Fig. 2 u. 3). Im Entlebuch ist das Eimätteli-Member ca. 80 m mächtig. Gegen Westen nimmt die Mächtigkeit ab; bei Choleren im Obere Frittebachgrube beträgt die Mächtigkeit noch ca. 28 m, im Oberspachgrebli noch maximal 13 m (Fig. 9). Die Unter- und Obergrenze ist schwierig festzulegen, die Übergänge an der Basis und im Dach sind graduell (SCHLUNEGGER et al. 2016). Die nördlich der Ilfis in früheren Arbeiten als «Blapbach-Schichten» und Kohlehorizont von Blapbach bezeichneten Ablagerungen sind von ihrer stratigraphischen Stellung her ein Äquivalent des Eimätteli-Members und werden deshalb neu diesem zugeordnet. Weiter südlich, im angrenzen-

den Gebiet von Atlasblatt Eggwil (HALDEMANN et al. 1980), bildet möglicherweise der Schallenberg-Mergel ein Äquivalent zum Eimätteli-Member (SCHLUNEGGER et al. 2016).

ÖSTLICHER NAPF-SCHUTTFÄCHER (ATLASBLATT WOLHUSEN)

Im Gebiet von Blatt Wolhusen ist das Eimätteli-Member nur als schmales Band, das von Fürhagge in die Rümli Schlucht und weiter nach Nordosten bis Dieterschwand zieht, vorhanden. Den Hauptanteil bildet hellgrauer tonig-kalkiger Siltstein, untergeordnet treten mehrere Meter mächtige Sandsteinbänke und Konglomeratlagen auf. Die mit grünlich-grauem Siltstein gebundene Nagelfluh ist auch hier stellenweise reich an Ophiolithgeröllen. Im Siltstein sind gelegentlich Lagen von hartem gröberem Sandstein mit gradierter Schichtung eingelagert, die sich vertikal mehrfach wiederholt (VON SALIS 1967). Fossilien sind aus dem Gebiet von Atlasblatt Wolhusen nur in Form schlecht erhaltener Gastropoden nachgewiesen.

WESTLICHER NAPF-SCHUTTFÄCHER (ATLASBLATT LANGNAU)

Das Eimätteli-Member ist vom Oberspachgrebli östlich von Ranflüh über das ganze Kartengebiet Richtung Osten sowie im benachbarten Gebiet von Atlasblatt Schüpfheim als Leithorizont vorhanden. Weiter in Richtung Nordwesten konnte es nicht mehr belegt werden. Im Nordwesten weisen die Sedimente zumeist eine erhöhte Geröllführung auf, sie sind stärker fluviatil geprägt. Westlich der Emme an der Blaseflue und in den nördlich angrenzenden Gebieten wiederum herrschten während dieses Ablagerungszeitraumes brackische bis marine Verhältnisse.

Im Gebiet nördlich der Iflis besteht das Eimätteli-Member aus hellgrauem bis beigem, teilweise auch grünlichem tonig-kalkigem Siltstein und untergeordneten Sandstein- und Nagelfluhbänken (Fig. 9). Wiederholt treten dunkelgraue bis schwärzliche Mergellagen auf, die häufig sehr fossilreich sind und lokal dünne Kohlelagen enthalten können. Zwischen Emme und Iflis sind die Fossilien führenden Mergel und Kohlelagen meist markanter ausgebildet als nördlich der Iflis (Fig. 9 u. 10).

Kohlehorizont von Blapbach

Die Kohlevorkommen von Blapbach (Fig. 18) waren bereits im 18. Jahrhundert bekannt. Es handelt sich um Pechglanzkohle (Braunkohle) mit sehr guten Brenneigenschaften (VON FELLEBERG 1862). Entsprechend gelangte der Kohlehorizont in den Fokus der Rohstoffgewinnung (s. S. 203). KAUFMANN (1886) und KISSLING (1903) erwähnten von mehreren Bachgräben südlich von Langnau und Trubschachen geringmächtige Kohleflöze mit begleitendem fossilführendem Mergel sowie



Fig. 18: Bis 8 cm mächtige Kohlelagen des Eimätteli-Members (Kohlehorizont von Blapbach) im südlichen Ast des Müsegrabe, südwestlich von Trubschachen (Koord. 2629.231/1194.105/990 m). Die unterste Kohlelage ist auf der Höhe des Hammers gut sichtbar. Foto M. Kocher, 2015.

vereinzelt Süsswasserkalklagen. LIECHTI (1928) kartierte den Kohlehorizont im Gebiet zwischen Emme und Ilfis. Der Kohlehorizont von Blapbach besteht in der Regel aus einem 7–15 cm mächtigen Hauptflöz und zwei bis drei 1–4 cm dünnen Nebenflözen (RUTSCH 1945).

Unter- und Obergrenze

Im westlichen Gebiet von Blatt Langnau ist die Untergrenze zur St.-Gallen-Formation unscharf, der Übergang erfolgt jedoch innerhalb weniger Meter. Eine eindeutige Zuordnung dieses Übergangsbereichs zum Eimätteli-Member bzw. zur unterlagernden St.-Gallen-Formation kann nur aufgrund der auftretenden Fossilien erfolgen. Im Feld ist einzig zu erkennen, dass tendenziell der hohe Glimmeranteil des OMM-Sandsteins gegen das Hangende abnimmt und dafür weissliche kalkige Sedimentanteile zunehmen; dies allein erlaubt jedoch keine eindeutige Zuordnung. Wenige Meter oberhalb dieses Übergangsbereichs folgt häufig fossilreicher Mergel, der eindeutig bereits dem Eimätteli-Member angehört und somit die Basis der Napf-Formation bildet. Im zentralen Napf-Schuttfächer bildet die Schöpferegge-Nagelfluh die Untergrenze des Eimätteli-Members, dort kann aber insbesondere wegen schlechter Aufschlussverhältnisse nur selten eine exakte Ab-

grenzung erfolgen. Die Untergrenze wird da festgelegt, wo erstmals mehrere Meter mächtige Siltstein- oder Mergellagen auftreten. Die Obergrenze wird mit dem allmählichen Überhandnehmen von Konglomeratlagen von mehr als 10 m Mächtigkeit gezogen. Südlich der Ilfis ist die Abgrenzung zwischen der St.-Gallen-Formation und der OSM hingegen komplexer; hier verzahnt sich das Eimätteli-Member der Napf-Formation mit der St.-Gallen-Formation. Dies bedeutet, dass sich zwischen Eimätteli-Member und dem Rest der Napf-Formation nochmals St.-Gallen-Formation einschaltet. So ist beispielsweise beim Hühnerbachknobel (Koord. 2627.225/1197.160/820 m) fossilführender Mergel, der von mehreren Zentimeter dicken Kohlelagen begleitet wird (= Eimätteli-Member, Kohlehorizont von Blapbach), untypischerweise von marinem Sandstein sowohl unter- als auch überlagert. Dies zeigt sich zunehmend bei Schönenboden. Marine Verhältnisse haben hier länger angedauert als nördlich der Ilfis (vgl. Fig. 2).

Trotz teilweise beträchtlicher Mächtigkeit des Eimätteli-Members sind die Aufschlussverhältnisse ausserhalb der Bachgräben lückenhaft. Der feuchte Siltstein und Mergel ist meist dicht bewachsen und daher oft nur temporär nach Rutschungen infolge starker Regenfälle aufgeschlossen.

Aufschlüsse sind beispielsweise zu finden bei:

Langnau-Flederbach (Koord. 2627.60/1200.68/830 m), Choleren (Koord. 2626.70/1200.92/795 m), Langnau-Brändli (Koord. 2626.715/1201.540/760 m), Trub-Haselgrebli (Koord. 2636.435/1199.815/1060 m), Trub-Altengratschwendi (Koord. 2637.00/1200.04/1110 m), Oberspachgrebli (Koord. 2624.72/1204.51/755 m).

Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse wurde die Ausbissgeometrie des Eimätteli-Members mittels geologischer 3D-Modellierung (Software: Move) konstruiert. Ausgangspunkt der 3D-Modellierung bildeten Aufschlusskartierungen, Fossilfundstellen und lithostratigraphische Profile. Die meisten Datenpunkte befanden sich zwischen der Basis und dem Dach des Eimätteli-Members. Einige Datenpunkte (Fossilfundstellen) stammten aus den benachbarten Einheiten im Liegenden oder Hangenden und beschränkten somit die Ausdehnung des Eimätteli-Members. Basierend auf diesen Daten und unter Berücksichtigung der Orientierung der Schichten wurden Stützpunkte zur Modellierung von zwei Grenzflächen (Unter- und Obergrenze des Eimätteli-Members) definiert. Dabei wurde eine regelmässige Mächtigkeitsabnahme des Eimätteli-Members von Osten (Altengrat, ca. 80 m) nach Nordwesten (Oberspachgrebli, ca. 13 m) und Südwesten (Schönenboden, ca. 8 m) angenommen, bis zum Auskeilen, d.h. bis zum Zusammentreffen der beiden Grenzflächen. Danach wurden die Grenzflächen mit der Delaunay- und Kriging-Methode interpoliert und mit dem digitalen Höhenmodell swissALTI^{3D} verschnitten. In einem iterativen Verfahren wurde die 3D-Modellierung im Feld überprüft und Korrekturen im Modell integriert. Die Ausbissgeometrie des Eimätteli-Members im Kartenblatt Langnau ist das Resultat dieser 3D-Modellierung.

Fossilien und Paläoökologie

Während der Ablagerung des Eimätteli-Members war der Sedimentumsatz des Napf-Schuttfächers deutlich vermindert, es konnten sich in der Schwemmebene mannigfaltige Lebensräume mit stehenden Kleingewässern und einzelnen un tiefen Seen entwickeln. Der fluviatile Einfluss ist deutlich weniger ausgeprägt als in der Schöpferegg-Nagelfluh im Liegenden sowie den überlagernden Gesteinsabfolgen der Napf-Formation. Bereits im Feld fallen Mergeleinschübe mit zahlreichen Schalen von Süsswasser- und Landmollusken auf. Mittels Schlämmungen sind in diesen oft Kleinsäugerzähne sowie Zähne und Knochen von Fischen, Reptilien und Amphibien, gelegentlich auch Schalen von Ostrakoden (Muschelkrebse) sowie häufig Charophyten-Oogonien (Armleuchteralgen) zu finden. Hauptsächlich fossile Kleinsäugerzähne erlauben durch die Vergesellschaftung der Eomyidenart *Ligerimys florancei* mit mehreren Hamsterarten wie *Megacricetodon collongensis* sowie *Anomalomys minor* (KÄLIN & KEMPF 2009) eine Einstufung in die Säugereinheit MN4b (ca. 17 Ma). Diese Einstufung ist durch mehrere gut belegte Säugerfundstellen abgesichert (z. B. Hüenerbach, Choleren, Mittlerer Hegengraben, Eimätteli).

Dunkler, fossilreicher Mergel wurde meist in sauerstoffarmen Kleingewässern abgelagert. Diese wurden durch den Eintrag von Sediment und organischem Material, wie beispielsweise Laub sowie abgestorbene Wasserpflanzen, allmählich zu Feuchtgebieten und verlandeten schliesslich ganz. Diese vertorften Ablagerungen wurden anschliessend partiell in Braunkohle umgewandelt. Untergeordnet vorkommender Süsswasserkalk und fossilführender heller Mergel zeigen, dass auch sauerstoffreichere flache Seen existierten. Grössere Teile dieser ausgedehnten Schwemmebenen müssen jedoch längere Zeit terrestrisch geprägt gewesen sein, wie häufig vorkommende Fossilreste von Kleinsäu gern, Reptilien und Landmollusken belegen.

m_{4k} *Buntes polymiktes Konglomerat (Nagelfluh), untergeordnet Sandstein und Mergel*

m_{4s} *Sandstein und polymiktes Konglomerat, untergeordnet Mergel (z.T. Süsswasserkalk)*

m_{4sg} *Glimmerreicher Sandstein, untergeordnet Mergel und Geröllschnüre*

Die lithologische Unterteilung der Napf-Formation (exklusive Eimätteli-Member) muss sich auf Schätzungen des Nagelfluhanteils beschränken und wurde wie folgt umgesetzt: unter 20% (**m_{4sg}** glimmerreicher Sandstein, untergeordnet Mergel und Geröllschnüre), 20%–80% (**m_{4s}** Sandstein und polymiktes Konglomerat, untergeordnet Mergel und z.T. Süsswasserkalk) und über 80% (**m_{4k}** buntes polymiktes Konglomerat, untergeordnet Sandstein und Mergel). Diese Zuordnung kann aber nur eine grobe Orientierungshilfe sein, kleinräumig bestehen erhebliche Abweichungen von diesem Schema.

Im oberen Teil der Napf-Formation nimmt die Nagelfluh sukzessive zu und erreicht einen Sedimentanteil von bis zu 80%. In der Umgebung des Napfgipfels, beim Hochänzi, ist die gut 100 m hohe, gegen Norden abfallende Felswand sogar fast ausschliesslich aus grobem Konglomerat aufgebaut. Die Nagelfluh besteht aus schlecht sortiertem Geröll, das durch kalkigen Sandstein verbunden ist, je nach Gehalt an Kalziumkarbonat ist sie härter oder weniger stark verfestigt. Der als Bindemittel wirkende oder selten linsenförmig eingelagerte Sandstein ist gelbbraun und im Zentrum des Schuttfächers sehr karbonatreich (40–50%; MATTER 1964). Das Geröllspektrum der Nagelfluh ist vielfältig: sie setzt sich vorwiegend aus Flyschsandsteinen, Quarziten, Gangquarzen, kristallinen Gesteinen und Kalcken zusammen. Der durchschnittliche Kristallingehalt unterscheidet sich kaum von jenem der Schöpferegg-Nagelfluh, lediglich der Anteil an Flyschgeröllen ist höher. Vergleichbare rote und grüne Quarzite wie in der Napf-Formation stehen heute noch insbesondere im ostalpinen Berninagebiet an, ähnliche grüne Quarzite sind reliktsch in der Dent-Blanche-Decke des Wallis erhalten (VON EYNATTEN et al. 1999). Solche Grüngesteine waren in den Alpen während der Hauptaktivität des Napf-Schuttfächers noch wesentlich verbreiteter, sie wurden indes weitgehend erodiert und sind jetzt in der Nagelfluh der Napf-Formation enthalten.

Der basale Anteil der Napf-Formation besteht regional aus Siltstein und schwärzlichen Mergellagen, insbesondere im nördlichsten Gebiet der Blätter Sumiswald und Wolhusen. Meist herrschen hingegen Nagelfluh und teilweise schrägeschichteter Sandstein unterschiedlicher Härte vor, bunter Mergel ist selten und keilt seitlich schnell aus. In den lateral rasch wechselnden Schichtabfolgen treten häufig grosse Knauer auf. Sehr gute Aufschlussverhältnisse bieten die Steilwände entlang der Grüene zwischen Sumiswald und Wasen, dort entspricht die basale Napf-Formation mit lokal erhöhtem fluvialem Einfluss wahrscheinlich zeitlich dem oberen Teil der St.-Gallen-Formation. Auch im nördlichen Gebiet des Blattes Sumiswald stehen beispielsweise im Lutherental und im Warmisbach die basalen Schichten der Napf-Formation an. Das Hangende dieser Ablagerungen ist durch einen steten Wechsel zwischen Sandstein und Nagelfluh geprägt, es gibt keine über grössere Distanzen durchziehende Leithorizonte. Diese Wechselagen sind im westlichen Teil des nördlichen Napf-Schuttfächers, insbesondere bei Wasen an den Abhängen entlang der Strassen des Hornbach, Churzenei- und Wyttebachgrabe sowie im Liechtguetgrabe bei Thal, ausgezeichnet aufgeschlossen (Fig. 19). Im Gebiet von Blatt Wolhusen sind in den ausgewaschenen Bachtobeln in den Tälern der Änzi- und Buechwigger, im Riedbachtal bei Daiwil und im Wiggeretal bei Wolhusen zahlreiche weitere Einblicke in diesen Teil der Napf-Formation möglich.

Einen eindrücklichen Aufschluss stellt die 130 m hohe Steilwand der Badflue bei Wolhusen dar, wo sich am 11. 1. 2016 ein imposanter Felssturz ereignete (s. S. 153f.). Dort ist eine Konglomerat-Siltstein-Abfolge des unteren Teils der Napf-Formation lückenlos aufgeschlossen. Diese zeigt an der Basis des Aufschlusses



Fig. 19: Basale Napf-Formation mit typischem horizontalem Wechsel zwischen Sandstein und Nagelfluh. Hornbach bei Wasen. Foto J. Jost, 2017.

feinkörnige Sedimente eines untiefen Sees, die von verschiedenen Rinnen mit zwischengeschalteten Schwemmebenensedimenten, teilweise mit roten Bodenhorizonten, überlagert sind und als randliche Fazies des Napf-Schuttfächers mit aktiven Rinnen gedeutet werden (KELLER 2000, 2012). In den Fontannetälern und ihren zahlreichen Zuflüssen sind wiederum teilweise über mehrere Kilometer durchziehende mächtige Nagelfluhbänke entwickelt, die hohe Steilwände bilden. Die Konglomeratlagen wechseln sich aber auch hier oft schnell lateral und vertikal mit Sandsteinschichten ab.

Östlich von Wolhusen ist die Napf-Formation vorwiegend entlang der Kleinen Emme, am Unterlauf des Rümlijs sowie punktuell in Bachläufen am Ruswilerberg aufgeschlossen. Das Sediment wird in diesem distalen Bereich des Napf-Schuttfächers gegenüber dem zentralen Gebiet diverser. Zwar dominiert weiterhin meist Nagelfluh, Sandstein- und Mergelschichten werden aber deutlich häufiger. Der Kristallingeröllanteil der Nagelfluh entspricht mit ca. 18% demjenigen der zentralen Napschüttung, die Gerölle weisen oft Drucklösungsspuren und Kratzer auf. Sandstein kommt als Bindemittel der Nagelfluh und in bis zu 10 m mächtigen Bänken vor, die Korngrösse reicht von siltigem Feinsandstein bis zu Grobsandstein, und der Karbonatgehalt variiert stark von tonig bis kalkig (VON SALIS 1967).

Mergel- und Siltsteinablagerungen sind als rostrote Paläoböden repräsentierende sowie als dunkelgraue kohlige, teils fossilreiche lakustrische Ablagerungen vertreten. Vereinzelt sind limnische Bildungen auch in Form wenig mächtiger Süsswasserkalklagen entwickelt, so beispielsweise im Schofgrabe südwestlich von Werthenstein und der Kleinen Emme bei Doppleschwand (Koord. 2647.6/1207.4/620 m; VON SALIS 1967). Zwischen Menznau und Ruswil sowie am Ruswilerberg ist die Napf-Formation meist von quartären Ablagerungen bedeckt. Die punktuellen Aufschlüsse zeigen einen noch ausgeprägteren Rückgang der Nagelfluh zugunsten von Sand- und Siltsteinablagerungen als bei Wolhusen.

Basaler sandiger Siltstein

Westlich der Emme wird die Grenze zwischen der Napf-Formation («Hundschüpfenschichten» nach DELLA VALLE 1965) und der unterlagernden St.-Gallen-Formation mit einem wenige Dezimeter mächtigen blaugrauen, Fossilien führenden, erosiv ins Liegende eingreifenden sandigen Siltstein gezogen («Basis Mergelhorizont der Hundschüpfenschichten» nach DELLA VALLE 1965). Die Fossilfundstellen dieser basalen Einheit zeigen eine deutliche vertikale Streuung, was den Schluss zulässt, dass es sich nicht um eine einzige durchgängige, sondern um mehrere ähnlich ausgebildete Sedimentlagen handelt. Untersuchungen im Obermattgrabe nordwestlich von Signau zeigen, dass diese Streubreite sogar noch ausgeprägter ist. Wie im westlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt Worb (GRUNER 2001) existiert somit keine scharfe Grenze, vielmehr handelt es sich um einen Übergangsbereich mit wechselndem Einfluss von brackischen bis marinen und fluvioterrestrischen Verhältnissen. Aufgrund der stratigraphischen Position können diese Ablagerungen nicht dem Eimätteli-Member entsprechen, die brackischen bis marinen Verhältnisse scheinen im Gebiet der Blaseflue länger ange-dauert zu haben.

Alter

Der basale Anteil der Napf-Formation kann altersmässig durch Fossilfundstellen, die knapp ausserhalb des Gebiets der Blätter Sumiswald und Wolhusen liegen, gefasst werden. Der oberste Teil der unterlagernden St.-Gallen-Formation kann der Säugereinheit MN4b (ca. 17 Ma) zugewiesen werden. In Schmiedrued (Gebiet von Atlasblatt Schöftland) konnte die Grenze OMM/OSM mit der Säugereinheit MN5 gleichgesetzt werden (ca. 16,5 Ma). Diese Untersuchungen erfolgten zwar weiter nördlich, über die Gebiete der Blätter Sursee und Langenthal ist jedoch mit zahlreichen Aufschlüssen und Fundorten eine Parallelisierung zum vorliegenden Gebiet möglich. Insbesondere die Schichtabfolgen der als MN4b datierten Fundstelle Ufhusen-Widen (Atlasblatt Langenthal) sind auch im Lutherental bei Luthern-Schachen und Luthern-Warmisbach nachweisbar. Die Fundstelle Lu-

thern-Schachen (Koord. 2636.425/1216.980/675 m) liefert mit dem Vorkommen von *Ligerimys florancei* zudem die biostratigraphische Bestätigung der lithologischen Korrelation. Im Hangenden dieser noch brackisch bis marin geprägten Ablagerungen setzt rasch Siltstein und Mergel der OSM ein, somit konvergiert die basale OSM sehr wahrscheinlich auch hier mit dem Beginn der Säugereinheit MN5. Dies bestätigen auch magnetostratigraphische Datierungen und die Säugerfundstelle Unter Spitz im Hüttegrabe (Blatt Langnau), welche möglicherweise der unteren Säugereinheit MN5 entspricht (KÄLIN & KEMPF 2009 und Fig. 2 u. 3).

Bedeutend ist der 1978 erfolgte Nachweis von Bentonit (vulkanischer Aschehorizont) durch M. Freimoser in zwei Bohrkernen südlich von Wolhusen. Die U/Pb-Datierung an Zirkon ergab ein Alter von $15,37 \pm 0,01$ Ma für den Wolhusen-Bentonit, was die Korrelation zum Urdorf-Bentonit des Hörnli-Schuttflächers erlaubt (STRASKY et al. 2018).

Im oberen Teil der Napf-Formation sind Fossilfundstellen sehr selten, umso bedeutender ist die Lokalität Oeschgraben im Gebiet von Blatt Sumiswald. Dieser von MATTER (1964) entdeckte Fundort wurde magnetostratigraphisch datiert (SCHLUNEGGER et al. 1996, KEMPF et al. 1997) und bildet die schweizerische Referenzlokalität für jüngeres MN6 (ca. 14 Ma; KÄLIN & KEMPF 2009). Der Grossteil der Fossilien aus dieser Fundstelle ist in der Sammlung des Naturhistorischen Museums Basel archiviert. Da die mit ca. 14 Ma datierte Fundstelle bereits auf 1180 mü.M. liegt, dürften die obersten Schichtanteile im Bereich des Napfgipfels kaum jünger als MN7 (ca. 13 Ma) sein.

Fossilien und Paläoökologie

Die meisten Fossilfundstellen sind in den distalen Anteilen des Schuttflächers gelegen, gegen das Zentrum werden Fossilien seltener, da der dortige Ablagerungsraum stärker fluviatil geprägt war. Es konnten sich nur selten dauerhaft terrestrische Verhältnisse oder Stillgewässer etablieren, da wiederholt Um- und Aufarbeitungsprozesse stattfanden.

Der Fossilinhalt der Napf-Formation ist insbesondere östlich der Emme und nördlich der Ilfis gut erforscht und mittels Kleinsäugerfaunen biostratigraphisch gegliedert (MN4b–MN6, ca. 17–14,5 Ma, s. Fundstellen S. 68; KÄLIN 1997, KÄLIN & KEMPF 2009). Westlich der Emme, im Gebiet der Blaseflue, beschränken sich Fossilfundstellen bisher auf den basalen sandigen Siltstein (DELLA VALLE 1965). Diese enthalten selten Kleinsäugerzähne, aktuell ist nur eine ungefähre Datierung (nicht älter als MN4b, ca. 17 Ma) möglich. Zusätzlich sind neben einer artenarmen Land- und Süswassergastropodenfauna lediglich Funde von Echsen und Schleichen aus dem basalen sandigen Siltstein nachgewiesen.

Spektakulär ist der Fund eines nicht ganz vollständigen Zahnes von cf. *Zygodon turicensis* (aktualisierte Bestimmung von U. Göhling, schriftl. Mitt. 2018), welcher 1959 in der «Nagelfluhkiesgrube» Eriswil-Geisschnubel (Koord. 2630.7/



Fig. 20: Vordere drei Joche des hintersten Unterkieferzahns von cf. *Zygodon turicensis* (Länge 12 cm; hinterster Zahnabschnitt fehlt). Eriswil-Geissnubel. Fund H. Gerber (1959), Original im Naturhistorischen Museum Bern (Nr. NMBE 5030515). Foto A. Georgy, 2018.

1214.5/830 m) entdeckt wurde (RUTSCH 1965; s. Fig. 20). Solche zur Familie der Mammutiden gehörenden Rüsseltiere besaßen vier Stosszähne und wiesen eine Schulterhöhe von rund 2,5 m auf. Die Zahnmuster dieser Urelefanten weichen signifikant von denen rezenter Elefanten ab und deuten auf überwiegende Ernährung durch Blätter hin. Es müssen demnach im Napf-Schuttfächer auch Gebiete mit temporär grösseren Baumbeständen existiert haben. *Zygodon turicensis* war während des ganzen Zeitraumes von MN5 in Europa heimisch, was sich gut mit der regionalen biostratigraphischen Einordnung des Fundorts deckt. In diesem Zusammenhang sind Blätterfunde und Kohleablagerungen aus dem Hornbach und Churzeneigrabe bei Wasen, aber auch aus dem Fontannel bei Paradisli erwähnenswert, die KISSLING (1903) beschreibt. Zudem wurden beim Schlosshügel bei Signau (Koord. 2620.35/1195.38) ein weiteres Rüsseltierzahnfragment (Proboscidea indet.) und Abdrücke von Palmblättern gefunden (GERBER 1928).

Paläobotanisch herausragend ist die Sammlung von Pater O. Appert aus dem Kloster Werthenstein. Er barg zwischen 1955 und 1973 aus der Fundstelle Werthen-



Fig. 21: Blätter aus der Sammlung O. Appert von Werthenstein-Sulzigtobel. (a) *Dicotylophylum* sp. (Länge 5 cm); (b) *Comptonia* sp. (Länge 4,8 cm). Originale im Natur-Museum Luzern. Fotos B. Hotz und P. Spettig, 2019.

stein-Sulzigtobel (Koord. 2649.80/1210.84/650 m) rund 1500 meist fragmentarisch erhaltene Blätter (Fig. 21). Die Funde sind im Natur-Museum Luzern sowie in der Erdwissenschaftlichen Sammlung der ETH Zürich archiviert. Die bis zu 1,5 m mächtige, zwischen Konglomeratbänken eingeschaltete Fundschicht wird aus grauem Mergel und Siltstein gebildet, die vermutlich lakustrischen Ursprungs sind. Von der stratigraphischen Position her befindet sich die Fundstelle rund 40 m über Werthenstein-Grabenhüsi (s. u.) und entspricht somit der Säugereinheit

MN5. Es können hier 15 verschiedene Blattmorphotypen unterschieden werden, die wegen ihres Erhaltungszustandes jedoch nicht immer bis auf Gattungs- oder gar Artenebene bestimmbar sind. Besonders häufig sind Blätter von *Daphnogene polymorpha* (Zimtbaum), weiter sind solche der Gattungen *Myrica* (Gagelbaum), *Berchemia*, *Populus* (Pappeln), *Salix* (Weiden), *Acer* (Ahorn), *Thevetia* (Schellenbaum) sowie *Lygodium* (Kletterfarn) belegt (KÖCKE & UHL 2015). Die Vergesellschaftung der Flora deutet auf subtropisches Klima hin. Palynologische Untersuchungen ergaben eine grosse Häufigkeit an Pollen von *Pinus* (Kiefern), zudem führten die Proben zahlreiche Mikroteilchen von Kohle, was auf Waldbrände hindeutet. Sowohl Pollen als auch Kohleteilchen dürften durch Wind aus höhergelegenen Teilen des Napf-Schuttfächers ins Ablagerungsgebiet der Fundstelle verfrachtet worden sein. Aus dem Sulzigtobel sind zudem Spurenfährten von Vögeln nachgewiesen (WEIDMANN & REICHEL 1979).

In der Region südöstlich von Wolhusen entdeckte VON SALIS (1967) zahlreiche neue Fundstellen und beschrieb erstmals Otolithen (Gehörsteine von Knochenfischen) des Napf-Schuttfächers. Zeitlich kann jedoch einzig die Lokalität Werthenstein-Grabenhüsli (Koord. 2648.47/1209.63/650 m) durch die typische Vergesellschaftung mehrerer Cricetidengattungen (Hamsterartige) sowie durch das Vorkommen des Eomyiden *Keramidomys carpathicus* tiefem MN5 (ca. 16 Ma) zugeordnet werden (KÄLIN & KEMPF 2009).

Wichtige Fundstellen in der Napf-Formation sind:

Eiboden (Koord. 2631.63/1201.51/970 m) MN4b, Rämigraben (Koord. 2627.850/1204.115/870 m) MN5, Chatzloch (Koord. 2631.3/1203.4/1100 m) MN6, Spärbel (Koord. 2631.285/1207.200) MN6.

QUARTÄR

Die quartäre Periode der Erdgeschichte entspricht dem Eiszeitalter. In diesem jüngsten geologischen Zeitabschnitt fand eine klimagesteuerte Überprägung der Erdoberfläche statt, sowohl erosiv als auch akkumulativ. Die zeitliche Dauer des Quartärs ist durch Beschlüsse der Kommission für Stratigraphie der Internationalen Union für Geologische Wissenschaften (IUGS) bestimmt (GIBBARD et al. 2010). Der Beginn des Quartärs ist mit der Ratifizierung der Global Stratotype Section and Point (GSSP) am Monte San Nicola auf Sizilien mit 2,58 Ma festgelegt worden (ICS 2018). Die zeitliche Obergrenze des Pleistozäns, also die Grenze zwischen Pleistozän und Holozän, ist bei 11,7 ka vor heute festgelegt.

Klimagesteuerte geologische Vorgänge haben spezifische regionale, ja sogar lokale Erscheinungsformen, sind aber in das übergeordnete, globale Geschehen eingebettet bzw. werden global gesteuert. Das gilt auch für das Gebiet der Kartenblätter Wolhusen, Sumiswald und Langnau. Mit den Figuren 22, 23 und 29

ist versucht worden, diese Einbettung nach heutigem Wissensstand aufzuzeigen. Wobei vor allem auf Figur 22 auffällt, wie viel «leerer Raum» in der Kolonne für die vorliegenden Kartenblätter besteht. Das ganze Frühe Pleistozän ist leer und als «Grosse Schichtlücke» bezeichnet, immer wieder gefolgt von «kleineren Schichtlücken». Das hier kartierte und in den Erläuterungen diskutierte Gebiet der Kartenblätter Wolhusen, Sumiswald und Langnau ist eben in erster Linie ein quartäres Abtragungsgebiet, und nur wenige Ereignisse sind mit eiszeitlichen Dokumenten erdgeschichtlich greifbar. Aber es gibt im Gebiet der Blätter Sumiswald und Langenthal mit der Datierung der Gondiswil-Formation («Mittlere Zeller Schotter») als eemzeitlich (WEGMÜLLER 1992) einen goldenen Nagel, d.h. einen für das gesamte nördliche Alpenvorland gültigen Bezugspunkt. Einen zweiten überregionalen Bezugshorizont stellt der Emmental-Schotter dar. Dessen Aufschotterung geschah, wie ¹⁴C-Datierungen von Knochen aus dem oberen Teil der Dicki-Grube bei Hasle-Rüegsau (knapp ausserhalb des Gebiets von Blatt Langnau im Gebiet von Atlasblatt Burgdorf gelegen) ergaben, während des letzteiszeitlichen Gletschermaximums (LGM). Im Weiteren lieferten die Warventone des Soppensees (Blatt Wolhusen) ein äusserst detailliertes Bild zur Klima- und Vegetationsentwicklung in der Nacheiszeit.

Ein vertiefter quartärnomenklatorischer Exkurs erübrigt sich für das Gebiet der hier dargestellten Kartenblätter, weil die Beispiele dazu im Gelände fehlen. Es ist vielmehr sinnvoll, hier auf die quartärstratigraphische Diskussion in den Erläuterungen zum Atlasblatt Schöftland von Graf et al. (2012, S. 31 ff.) zu verweisen, als Hintergrund für ein vertieftes Verständnis der Ordnung im eiszeitlichen Mittelland. Mit diesem empfehlenden Hinweis auf GRAF et al. (2012) ergibt sich sinnvollerweise für das Gebiet der Atlasblätter Wolhusen, Sumiswald und Langnau eine Beschränkung auf die quartären Besonderheiten im Napfgebiet und deren mögliche überregionale Einbettung.

Der in den vorliegenden Erläuterungen diskutierte zentrale Teil des Napfberglandes erlaubt, gerade wegen der reliktschen eiszeitsedimentären Dokumentation, auch grundsätzliche Diskussionen: (1) Während des letzteiszeitlichen Gletschermaximums (LGM) ist nur das östliche Napfgebiet von den alpinen und randalpinen Gletschern bedeckt worden. Im Gebiet von Atlasblatt Wolhusen kann somit beispielhaft die geologische Wirkung und Überprägung einer über lange Zeit erosiv gestalteten Landschaft durch kleinräumige sedimentäre Ereignisse aufgezeigt werden. (2) Das übrige mit den drei Kartenblättern dargestellte Gebiet ist letzteiszeitlich mit Ausnahme einer kleinen Lokalvergletscherung im zentralen Napfgipfelgebiet (Taf. IX) eisfrei geblieben. In diesem Gebiet dokumentiert eine reliktsch erhaltene Erratikerstreu eine vorhergehende grosse Ausdehnung alpiner Eismassen, die als Grösste Eiszeit der Alpen (Möhlin-Eiszeit) bezeichnet wird. (3) Die Gliederung der Letzten Eiszeit, deren globaler Bezug auf Figur 29 dargestellt ist, wirft wegen den reliktsch vorhandenen Ablagerungen überregionale offene Fragen auf: Gibt es einen oder mehrere frühletzteiszeitliche

Vorstösse ins Kartengebiet (Fig. 31 mit T₁ sensu WELTEN 1982) und wo sind jüngere (= post-«Höhenschotter») Vergletscherungen des Mittleren Pleistozäns stratigraphisch einzuordnen? Diese Frage ist schon fast exemplarisch mit der Komplexität der Muttenfeld-Schotter gegeben.

Im Napfgebiet beginnt die eiszeitstratigraphische Dokumentation nach vorliegender Kenntnis mit der Ablagerung der «Höhenschotter» während der Grössten Eiszeit der Alpen und den, dem gleichen Ereignis zugeordneten, nur noch selten und meist auf sekundärer Lagerstätte erhaltenen Erratikern.

Die verbreitete quartärgeologische Leere kommt auch auf der quartärgeologischen Übersichtskarte des Napfgebiets (Abb.2 in STRASKY et al. 2016) zum Ausdruck.

Die Nomenklatur der eiszeitlichen Einheiten, wie sie für die älteren Karten des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 verwendet wurde, lehnte sich weitgehend an die von PENCK & BRÜCKNER (1901–09) erarbeitete «klassische Quartärstratigraphie» an, mit der Unterteilung in die vier Eiszeiten Günz, Mindel, Riss und Würm. Dieses im süddeutschen Alpenvorland erarbeitete, vorwiegend morphostratigraphische Grundsystem musste seit 1930 wiederholt erweitert werden, da in Süddeutschland Belege für weitere Eiszeiten, nämlich für eine Donau-Eiszeit, eine Biber-Eiszeit, eine Haslach-Eiszeit und eine Hosskirch-Eiszeit gefunden wurden (HABBE et al. 2007).

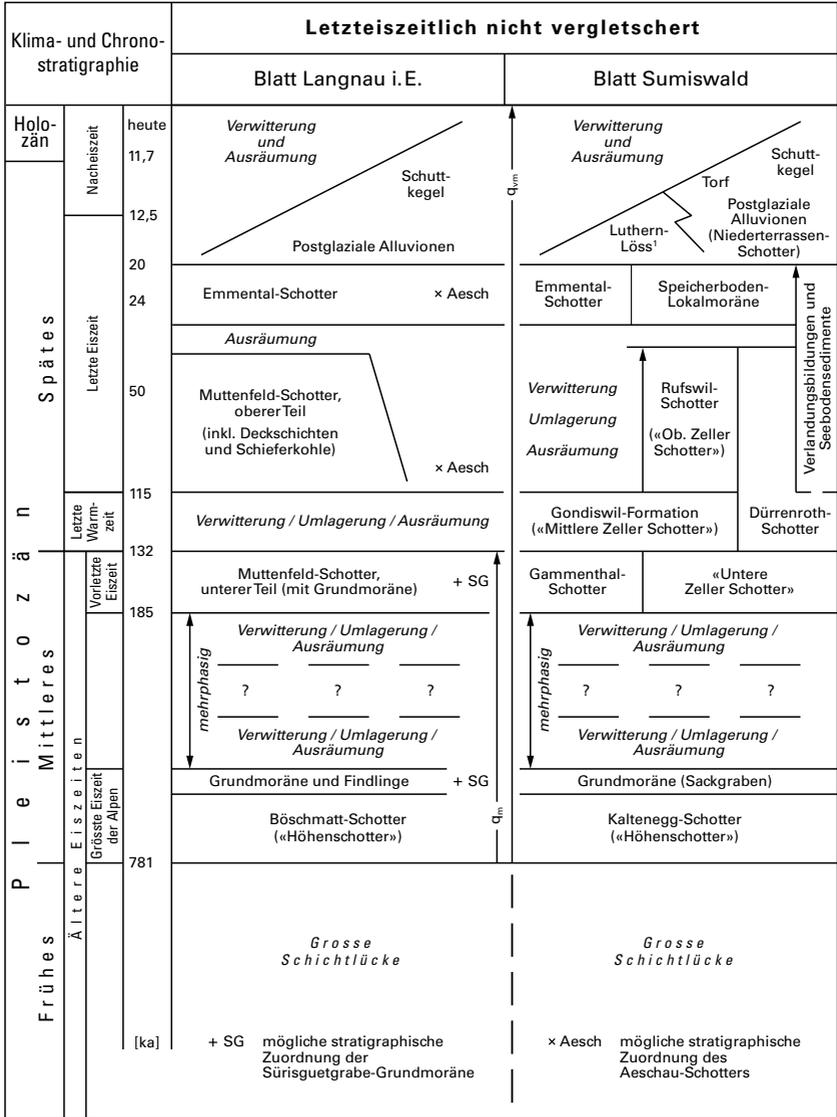
Angeregt durch die Arbeiten von WELTEN (1982, 1988), SCHLÜCHTER (1988) und GRAF (1993) kam es auch in der Schweiz zu einer Neubearbeitung der geologischen Eiszeit(en)gliederung (SCHLÜCHTER & MÜLLER-DICK 1996, GRAF 2009, KELLER & KRAYSS 2010, PREUSSER et al. 2011, KELLER 2014). Ermöglicht worden ist diese Erkenntniserweiterung vor allem durch grossräumige und -flächige Aufschlüsse, die im Bereich von Materialentnahme- und Strassenbaustellen entstanden sind. Dies gilt auch für das Gebiet der hier dargestellten drei Kartenblätter. Aktuell wird hierzulande von mindestens acht frühpleistozänen Deckenschotter-Eiszeiten, drei bis vier mittelpleistozänen und einer spätpleistozänen Eiszeit (mit dem letzteiszeitlichen Gletschermaximum, LGM) ausgegangen. Das Mittlere Pleistozän umfasst dabei den Zeitabschnitt mit den grössten Eisausdehnungen.

Einen wichtigen Beitrag zur Klärung der eiszeitstratigraphischen Begriffe und Hierarchien für die Nordschweiz (Fig. 22) und insbesondere für die Verwendung im Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 leisteten GRAF (2009), PREUSSER et al. (2011), GRAF & BURKHALTER (2016) und STRASKY et al. (2016).

Die wachsende Zahl an absoluten Altersbestimmungen der letzten 40 Jahre trug das ihre zur Neugliederung der eiszeitlichen geologischen Geschichte bei. Neben den klassischen Methoden wie Dendrochronologie, Warvenzählung, Pollenanalyse und ¹⁴C-Messungen kamen in den beiden letzten Jahrzehnten verschiedene Lumineszenzverfahren und die Messungen kosmogener Nuklide dazu. Mit den neuen Methoden können nicht nur die Alter von Schichten und deren Fossilinhalt, sondern auch die Liegezeit von Findlingen bestimmt werden, und es können damit

Klima- und Chronostratigraphie		Letzteiszeitlich teilweise vergletschert						
		Blatt Wolhusen						
		Waldemme- und Entlegletscher	Aare-Reussgletscher					
Holo-zän	Nach-eiszeit	heute	Bach- und Hangschutt Alluvionen	Soppensee-See-bodensedimente	Torf Bach- und Hangschutt Schwemmlehm Alluvionen	Wolhusen-Schotter		
		11,7	Spätglazialer Bachschutt		Spät- bis postglaziale Schotter und Überschwemmungssedimente			
	Spätes	Letzte Eiszeit	12,5					
			20	Hasle-Schotter		Untertreie-Sch. Rottal-Sch. Büelm-Sch. Polygenetische Talfüllungen, jüngerer Teil		
			24	Hirzmatt-Sch. > Moräne		Moräne und Hasewald-Schotter		
			50	Obermoos-Schotter Schwande-Seebodensedimente Rütimatt-Sch. Mettlen-Sch. Partielle Ausräumung Untergräbehüsi-Schotter		Vorstosch. Egghüsi- Werthenstein-i. Allg. Deltasedim. Schotter Schwande-Seebodensedimente Partielle Ausräumung Willisau-Schotter Rüdelwald-Schotter Untergräbe-hüsi-Sch. Polygenetische Talfüllungen, älterer Teil		
		Letzte Wärmezeit	115	? ?	Verwitterung / Umlagerung / Ausräumung	Verwitterung / Umlagerung / Ausräumung		
			132					
			Vorletzte Eiszeit	185	Wilzigen-Seebodensedimente Schwanderholzwald-Schotter		Temporäre Seebildung wahrscheinlich	
					Verwitterung / Umlagerung / Ausräumung ? ? ?		Verwitterung / Umlagerung / Ausräumung ? ? ?	
Frühes	Ältere Eiszeiten der Alpen		Verwitterung / Umlagerung / Ausräumung	Verwitterung / Umlagerung / Ausräumung				
			Moräne und Findlinge	Moräne und Findlinge				
			Bramegg- und Steinhuserberg-Schotter («Höhenschotter»)	Bramegg-Schotter («Höhenschotter»)				
		781	Oberhöhe-Grundmoräne	Oberhöhe-Grundmoräne				
		Grosse Schichtlücke		Grosse Schichtlücke				

Fig. 23: Übersicht über die auf den drei Atlasblättern ausgeschiedenen pleistozänen lithostratigraphischen Einheiten und deren Alterseinstufung. Die detaillierte Nomenklatur der Eiszeiten und Zwischeneiszeiten ist in Fig. 22 angegeben.



¹ Der Luthern-Löss wurde im Atlasblatt Sumiswald nicht als eigene lithostratigraphische Einheit ausgewiesen. Er ist aber als Deck- bzw. Hangendschicht des Rufswil-Schotters von landschaftsgenetischer Bedeutung und deshalb hier bei Blatt Sumiswald aufgeführt (s. S. 107f., Rufswil-Schotter, q_{5R}).

auch Oberflächen als Landschaftselemente direkt zeitlich erfasst werden. Mit diesen Methoden ist es gelungen, im vorliegenden Gebiet einige Schichten absolut zu datieren. Im Allgemeinen müssen aber im Napfgebiet relative Alterseinstufungen aufgrund lithostratigraphischer Kriterien und genereller Überlegungen und Beobachtungen zur grossräumigen Gletscherausdehnung und Landschaftsentwicklung vorgenommen werden. Grundsätzlich sind deshalb manche Altersangaben mit Unsicherheit behaftet.

Die Umstellung von einem Grundsystem mit vier Eiszeiten zu einem multiglazialen Schema rückt die folgende Frage in den Vordergrund: War die Vorletzte Eiszeit wirklich die Grösste Eiszeit der Alpen, also das «Riss-Ereignis» der klassischen Nomenklatur oder nicht? Auf das Napfgebiet bezogen heisst dies: Gehören die «Höhenschotter» (und deren Äquivalente lokaler Ausprägung) sowie die seltenen ausserhalb des LGM gelegenen Findlinge im Napfbergland zur Vorletzten Eiszeit oder allenfalls zu einer noch älteren Eiszeit? Für beide Ablagerungen steht sicher fest, dass sie zur Grössten Eiszeit der Alpen gehören, was allein schon aus ihrer räumlichen Lage und Ausdehnung hervorgeht, aber natürlich die Altersfrage offen lässt.

Parallel dazu wird auch über den Zeitpunkt der tiefsten Ausräumung der Rinnen und Tröge im Mittelland diskutiert (u. a. SCHNELLMANN et al. 2014). Wie anhand der Minimalalter der Trogfüllungen geschlossen werden kann, erfolgte diese tiefste Ausräumung vor der Vorletzten Eiszeit. Wenn also die tiefste Ausräumung mit der Grössten Eiszeit der Alpen in Verbindung zu bringen ist, dann ist die Grösste Eiszeit der Alpen ein älteres, vermutlich mehrphasiges Vergletscherungsereignis, das chronostratigraphisch neu definiert werden muss.

Diese Fragen können im Napfgebiet nicht beantwortet werden, da gesicherte Datierungen nur bis in die Letzte Warmzeit (Eem) zurückreichen.

Die Benennung der auskartierten Quartäreinheiten erfolgte gemäss den aktuellen Empfehlungen von REMANE et al. (2005) und GRAF & BURKHALTER (2016). Die meisten der ausgeschiedenen Schichten sind nur in wenigen Einzelfällen (im Lutherntal) in ihrer Gesamtheit aufgeschlossen, und ihre Ober- und Untergrenzen sind oft nur in künstlichen Aufschlüssen (Bohrungen, Bauaufschlüsse) kartierbar, was eine informelle Namensgebung bedingt. Auffallend ist, dass im Gebiet von Blatt Wolhusen eine grössere Anzahl von kleinräumigen geologischen Einheiten ausgeschieden werden konnte als auf den beiden angrenzenden Gebieten der Blätter Sumiswald und Langnau. Der Grund dafür ist einfach: es ist die delikate und sehr lokal wirksame Stauwirkung des letzteiszeitlichen, und wahrscheinlich sogar mehrphasigen, oszillierenden Eisrandes (s. S. 118).

Pleistozän

Frühes Pleistozän

Im Napfbergland sind bisher weder Ablagerungen noch Landschaftsformen aus dem Frühen Pleistozän kartiert bzw. beschrieben worden. Die folgenden Bemerkungen sind aber angebracht: Die als «Höhenschotter» bezeichneten Lockergesteine (mit Lokalnamen auf den einzelnen Kartenblättern) könnten ansatzweise als Deckenschotter-Äquivalente der Nordschweiz diskutiert werden, da ein vergleichbarer Reliefunterschied zu den jüngeren Ablagerungen besteht. Dagegen spricht aber die Überlegung, dass das Napfbergland bis zur wahrscheinlich mehrphasigen Mittelpleistozänen Wende (Mittelpleistozäne Revolutionen; u. a. SCHLÜCHTER 1987b, HEAD & GIBBARD 2005) einer ausgeprägten Erosion ausgesetzt gewesen ist, die weit ins Mittelland hinaus gereicht und zur Übertiefung der Täler beigetragen hat. Das Gebiet der Deckenschotter dagegen war zu dieser Zeit ein verglichen mit heute wesentlich tiefer liegendes Akkumulationsgebiet. Über die geologische Wirkung der Deckenschotter-Vergletscherungen fehlen im Napfgebiet geologische und morphologische Nachweise. Nach der Ablagerung der Deckenschotter geschah mit der Mittelpleistozänen Wende im nördlichen Alpenvorland eine radikale Umkehr im geologischen Geschehen. Einerseits setzte in einer ersten Phase Hebung ein und die Deckenschotterlandschaft wurde erosiv durchschnitten. Andererseits wurden in einer zweiten Phase die vorher vom Napfbergland ausgehenden Täler wieder verfüllt und die zuvor gebildete Erosionslandschaft ertrank zunehmend in den jüngeren Sedimenten. Die Übertiefung wurde gewissermassen teilweise aufgehoben. Es ist wohl kein Zufall, dass diese Mittelpleistozäne Wende mit der geomagnetischen Umkehr (Brunhes/Matuyama) ursächlich zusammenfällt. Klima- und biostratigraphisch fällt diese Wende in den mehrere hunderttausend Jahre dauernden Cromer-Komplex, eine Zeit wechselnder geomorphologischer und klimatischer Bedingungen, die in unseren Gegenden zum Aussterben verschiedener Tier- und Pflanzenarten geführt haben. Mögliche Ablagerungen aus dieser Zeit sind im waadtländischen Hügelgebiet (Ecoteaux, PUGIN et al. 1993) beschrieben worden.

Im Frühen Pleistozän wurde im Mittelland ein ausgeprägtes, wohl vorwiegend fluviatiles Relief gebildet, dessen frühe glazigene Überprägungen westlich der Baregg (Koord. 2664.8/1256.9) nicht mehr dokumentiert sind. Diese erosive Überprägung ist offensichtlich auch wegen differenziellen Vertikalbewegungen einer Ost-West-Disharmonie zum Opfer gefallen (SCHLÜCHTER 1981).

Mit der Ablagerung der letzten Molassesedimente beginnt eine mehrere Millionen Jahre dauernde Zeit von Verwitterung und Abtragung, die direkt nicht dokumentiert ist. Diese Schichtlücke ist eindrücklich in den tiefen und teilweise sehr steilen Einschnitten (im Napfgebiet = Gräben) sichtbar. Überall dort, wo die heutige Entwässerung auf Fels verläuft, wird diese Schichtlücke weiter vergrössert (zeit-

lich verlängert). In diesen Fällen ist zumindest sichtbar, dass die Tieferlegung der Täler bis heute andauert. Demgegenüber stehen die mit tiefen Bohrungen nachgewiesenen, massiven Übertiefungen, deren zeitliche Einordnung nur ansatzweise gelingen kann (ein extremes Beispiel stellt der Schärlihbach bei Kröschenbrunnen, im Gebiet von Blatt Langnau, dar). Mit viel (geologischer) Zeit und wiederkehrenden Gotthelf'schen Gewittern kann auch ein umfangreicher Molasseschuttächer wie das Napfgebiet umgestaltet werden.

Die erosive Überprägung erfolgte nicht als flächenhafter Abtrag (höchstens geringfügig in der End- oder Auftauphase einer Kaltzeit), sondern setzte lokal als linearer Prozess mit rückschreitender Wirkung bezogen auf die jeweilige Erosionsbasis an.

q_m Verwitterungsboden auf eiszeitlichen Sedimenten oder Molasse

Neben der erosiven Durchtalung war der mehr oder weniger vegetationsbedeckte Gesteinsverband der Verwitterung ausgesetzt. Dies führte zu unterschiedlich tief entkalkten Böden, die mit der Zeit ebenfalls wieder von der Erosion erfasst wurden. Auf Hochflächen erreicht die verwitterte Schicht mehrere Meter Mächtigkeit. Diese stellt einen Paläoboden mit genetischer Beziehung zur rezenten, fortschreitenden Verwitterung (z.B. Vorderbirnbaum nordwestlich des Undere Frittebach, Reckenberg-Gartegg zwischen Emme und Ilfis oder Kreuzhöhe-Langeneggmoos nordöstlich von Langnau; alle im Gebiet von Blatt Langnau) dar.

In der lithostratigraphischen Einheit q_m steckt sehr viel geologische Zeit und bei jedem so bezeichneten Vorkommen ist der Zeitinhalt verschieden. Ob diese Einheit noch in die Zeit vor der Ablagerung der «Höhenschotter» (s. u.) zurückreicht, ist allerdings fraglich. Sie ist aber für unsere Landschaft ein wichtiges zeitliches Integral. Wegen ihres stark variierenden Zeitinhalts ist diese Einheit auch nicht fix dem Frühen oder Mittleren Pleistozän zugeordnet, sondern ist leicht abgesetzt, am unteren Ende der Lockergesteinslegende angefügt. In Wirklichkeit hat diese alte Bodenbildung eine genetische Fortsetzung in der heutigen (holozänen) Verwitterung.

Es handelt sich um eine sehr schwierig zu erfassende Kartiereinheit, deren Ausscheidung stark den individuellen Kartiermethoden unterliegt. Ihre Ausdehnung ist sicher weiter verbreitet, als es in den Atlasblättern zum Ausdruck kommt, da diese Einheit – abgesehen von Anrissen oder Wegeinschnitten – heute kaum mehr aufgeschlossen ist. Noch im letzten Jahrhundert wurde dieses Material in zahlreichen lokalen kleinen Gruben abgebaut und für den Strassen- und Wegbau verwendet.

Materialmässig handelt es sich um siltig-sandigen Schotter. Die Mehrzahl der Grobkomponenten liegt als Geröllscherben oder «-leichen» vor, und selbst die Gangquarze sind löcherig angewittert. Bei der Geröll- und Steinfraktion handelt es sich mehrheitlich um aufgearbeitete Nagelfluh. Dementsprechend ist das Material

grobgeröllig bis steinig. In Gebieten mit Vorkommen von «Höhenschottern» bzw. «alter Grundmoräne» sind nur selten Gesteine aus dem (Walliser) Penninikum vertreten.

In der Einheit q_{vm} sind vielerorts Schächte für Sodbrunnen abgeteuft worden, die eine Wasserversorgung auf den Eggen ermöglichten (= die berühmten Grundwasserseen oben auf den Eggen). Viele Hochflächen, welche diese Einheit als Deckel tragen, sind durch tiefgründige und verlehmtete Pedogenesen gekennzeichnet und bilden die Grundlage der grossen Weisstannenwälder (z.B. Dürsrütiwald, Gebiet Hundschöpfe-Moosegg, Huttwil und Umgebung).

Mittleres Pleistozän

Dieser Zeitabschnitt ist von grosser Dynamik geprägt, welche die Grundlinien der heutigen Landschaft geschaffen hat. Das Napfbergland besteht nach der Mittelpleistozänen Wende mit der damit verbundenen mehrphasigen, tektonisch-morphodynamischen Umgestaltung, stark vereinfacht ausgedrückt, bereits in der heutigen Form. Inwiefern früher angelegte Hauptentwässerungen, wie zum Beispiel die Fortsetzung des Entlebachs in die Rinne von Richterswil oder die Ringtalung um das Napfbergland, in früheren Phasen des Mittleren Pleistozäns modifiziert wurden, ist im Einzelnen nicht zweifelsfrei darzustellen. Klimastratigraphisch ist es die Zeit des Cromer-Komplexes, d.h. eine Zeit mit wechselnden Kalt- und Warmzeiten, die so einschneidend gewesen ist, dass Flora und Fauna nachhaltig dezimiert worden sind. In diese Zeit fällt auch die Grösste Eiszeit der Alpen («Riss» der älteren Literatur). Das Gebiet der vorliegenden Kartenblätter war in dieser Zeit zum ersten Mal nachweislich von den alpinen Gletschern bedeckt.

Im gesamten Napfbergland ist eine grosse Ausdehnung der Alpengletscher dokumentiert. Die Existenz dieser Grössten Eiszeit der Alpen ist im vorliegenden Gebiet durch die «Höhenschotter» verschiedener lokaler bzw. regionaler Ausprägung und durch Findlinge alpiner Herkunft belegt (ANTENEN 1902, FREI 1910, RUTSCH 1967, HANTKE 1978 und Fig. 24). Unter der Annahme, dass die «Höhenschotter» im gesamten Napfbergland zum gleichen Ereignis gehören, also stratigraphisch gleich alt sind, kann auf eine bereits damals existente, ausgeprägte Durchtalung geschlossen werden, denn ihre Auflagefläche ist kotenmässig unterschiedlich. Mit anderen Worten: Die Landschaft vor der Ablagerung der «Höhenschotter» hatte bereits ein deutliches Relief. Besonders ausgeprägt ist diese Situation im Emmental, wo Reste von «Höhenschottern» zum Beispiel westlich der Moosegg, bei der Böschmattscheuer südöstlich von Signau, im Blasenwald bei Lützelflüh und um Otzenberg (nördlich von Rüegsauschachen; im Gebiet von Blatt Burgdorf) erhalten geblieben sind. Die Auflageflächen dieser Reste belegen ein Relief mit einer Höhendifferenz von mehr als 150 m.

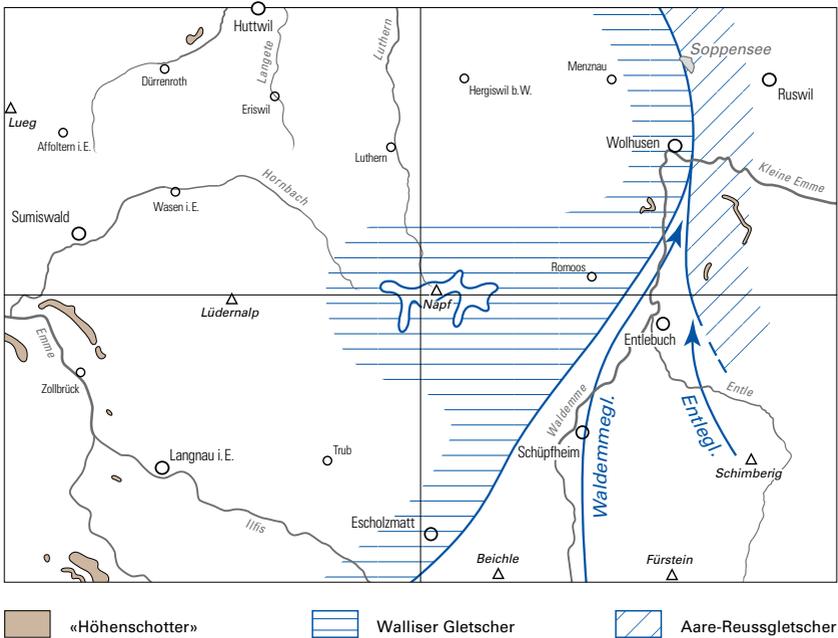


Fig. 24: Gletscherausdehnung im Napfgebiet im frühen Mittleren Pleistozän während der Grössten Eiszeit der Alpen. Der Napfgipfel ragte mit den umliegenden Graten als Nunatak aus dem Walliser Gletscher (Ausdehnung des Walliser [Rhone-] Gletschers nach RUTSCH 1967).

Die erosive Eintiefung seit der Ablagerung der «Höhenschotter» ist beträchtlich und beträgt, je nach Bezugsniveau (heutiger Talboden oder tiefste Rinne in den übertieften Tälern) bis >300 m (Moosegg-Emme-Rinne bei Ramsei). Diese erosive Tieferlegung der Landschaft ist auch mit den alten Findlingen dokumentiert. Mit Ausnahme weniger in Grundmoräne eingebetteter Blöcke sind dieselben praktisch immer in den Gräben gelandet und dort meistens in Hangschutt bzw. Schuttfächer eingelagert.

Mit dem Vorstoss der Gletscher der Grössten Eiszeit der Alpen und ihren Oszillationen wurde die landschaftliche Entwicklung im Napfgebiet regionalisiert, was mit den jüngeren Eiszeiten später noch verstärkt wurde: Die verschiedenen Gletschervorstösse komplizierten nicht nur die Erosionsvorgänge, sondern vor allem auch das oft sehr lokal gesteuerte Ablagerungsverhalten, was in jeder Baugrube sichtbar ist. Das ist der interessante und sachbezogene Grund für die reichhal-

tige Legende von Atlasblatt Wolhusen und deren Armut auf den Atlasblättern Sumiswald und Langnau.

Als Zusammenfassung für das Mittlere Pleistozän der vorliegenden Kartenblätter kann festgehalten werden, dass sie in diesem Zeitabschnitt im Einflussbereich der vorgestossenen, vereinigten Gletscherzungen des Aare-, des Reuss- und des Walliser Gletschers lagen (Walliser Gletscher nach SCHLÜCHTER 2009; Rhonegletscher der älteren Literatur). Das in diesem Zeitabschnitt im Napf zwischen diesen Hauptgletschern gelegene Gebiet kann anhand der dokumentierten Findlinge abgegrenzt werden (vgl. Vergletscherungskarte von FREI 1912, SCHLÜCHTER 1987a, Abb. 1). Wird die Lokalvergletscherung mitberücksichtigt, die auch während den Vergletscherungen des Mittleren Pleistozäns entwickelt war, so ragte jeweils nur noch der oberste Teil des Napfs, dessen Gipfel kleine Kargletscher trug, aus dem Eis (STEINER 1926, VON SALIS 1967, PREUSSER et al. 2011, SCHLÜCHTER 2014).

Die Abgrenzung von den jüngeren Ablagerungen des Späten Pleistozäns, im Wesentlichen der Letzten Eiszeit, erfolgte anhand der Höhenlage, der Morphologie und der erosiven Überprägung sowie aufgrund der Lage bezüglich des Eisrandes des LGM. Diese maximale Randlage ist zwar vordergründig durch die Doppelmoränenwälle des Staffelbach-Standes (im östlichen Napfgebiet) und die Moränenwälle von Burgdorf-Steinhof (im Emmental) gegeben. Detaillierte Lokalstudien (ERNI et al. 1943, LÄUPPI 1983, LANG 1991, GERBER 1994, MÜLLER & SCHLÜCHTER 1997, SCHOTT 1997 sowie die vorliegenden Kartierungen) haben aber gezeigt, dass die Gletscher der Letzten Eiszeit bis 2 km über die morphologisch definierte Randlage des LGM vorgestossen sind. Dies ist unter anderem mit den kartierten Wallresten und Eisrandbildungen in der südlichen Flanke der Talfurche Willisau-Wolhusen-Ennigen belegt. Morphologisch weniger ausgeprägt sind vergleichbare Kartierbefunde bei Zäziwil-Signau im Emmental. Diese Beobachtungen berühren die alte Problematik eines LGM-Supermaximums (u.a. ANNAHEIM et al. 1958) im aargauischen Reusstal.

Im Bereich der Eisränder und der Zusammenflüsse der verschiedenen Lokal- und Hauptgletscher entstanden vielfältige, über kurze Strecken rasch wechselnde, miteinander unregelmässig verzahnte Ablagerungen. Rezente Beispiele (z.B. MENZIES 1996, ITURRIZAGA 2005) zeigen, wie schwierig eine Kartierung bzw. eine Klassifikation und Interpretation dieser Sedimente ist, insbesondere in unvollständig aufgeschlossenem, mehrfach vergletschertem Gelände.

ÄLTERE EISZEITEN

Bereits aus der geologischen Übersichtskarte geht hervor, dass sich das Gebiet im östlichen Teil von Blatt Wolhusen durch eine kleinräumige quartärgeologische Vielfalt vom westlichen Teil und von den Gebieten der Blätter Sumiswald und Langnau abhebt. Der Grund dafür ist einfach: die vielfältigen und komplexen

geologischen Vorgänge am Eisrand der letzten Gletschervorstösse, insbesondere auch die Komplikationen der Stauvorgänge im Konfluenzbereich der fluktuierenden Gletscherzungen (Aare-Reuss- und Waldemmegletscher sowie lokale Eiszungen). Der folgende Text ist ein Versuch, diese Vielfalt einigermaßen vernünftig und im Rahmen der bekannten eiszeitlichen Vorgänge darzustellen. Entsprechend sind Detailkorrelationen mit Vorsicht zu geniessen.

Im «externen Bereich» des Napfberglandes sind hochgelegene Lockergesteine kartiert und in der bisherigen Literatur als «Höhenschotter» ausgeschieden worden. Der Begriff «Höhenschotter» stammt von GERBER (1941): Er bezeichnet «alteiszeitliche Schotter auf den Höhen des Emmentals, hauptsächlich im Grenzgebiet gegen das Aaretal» als «Höhenschotter». Zwei Beobachtungen seien kurz diskutiert:

- Die heutigen Vorkommen von «Höhenschottern» stellen Reste von ehemals weiter verbreiteten Vorkommen dar. Ob diese ursprünglich eine zusammenhängende Einheit gebildet haben, kann nicht rekonstruiert werden. Vor allem deren Entstehung in gletscherkontrollierten Stausituationen spricht gegen eine grosse flächenhafte Einheit. Die einzelnen Vorkommen sind geradezu auffallend Bestandteil der Emmentaler Erosionslandschaft, was denn auch die Kartierung bei fehlenden Aufschlüssen anspruchsvoll gestaltet. Beispiele für die «integrierte Erosionslandschaft» sind der Ramisberg, der Rüderswilberg und ganz besonders die Umgebung der Kiesgrube Chratzmatt bei Obergoldbach-Landiswil (im Gebiet von Blatt Worb) sowie das Gebiet von Böschmatt-Berg-Altschloss südlich von Signau.
- Die Höhenlage bzw. die Auflagefläche der als «Höhenschotter» bezeichneten Elemente ist variabel und liegt am Rüderswilberg bei ca. 695 m ü. M., am Ramisberg bei ca. 710 m ü. M., bei Oberhirmatt südwestlich von Langnau auf ca. 740 m ü. M., bei Führen auf 830 m ü. M. und bei Böschmatt auf ca. 920 m ü. M. Die stark unterschiedlichen Höhen der Auflagefläche der «Höhenschotter» weisen auf ein akzentuiertes Relief hin mit einem weiten, offenen Emmental und einer mit heute vergleichbaren Hydrographie.

Solche «Höhenschotter» sind auch im Gebiet der vorliegenden Kartenblätter kartiert worden. Diese Bildungen werden hier als Produkte der Grössten Eiszeit der Alpen (vermutlich mehrphasig) gemäss Figur 23 aufgefasst und somit als jünger als die Nordschweizer Deckenschotter eingestuft. Das mag als Gegensatz zu der im vorangehenden Abschnitt zum Frühen Pleistozän (s. S. 75) geführten Diskussion über die überregionalen Beziehungen der Landschaftsentwicklung im Napfgebiet erscheinen, dürfte aber aufgrund der Findlingsdiskussion nachvollziehbar sein. Folgendes muss aber wiederholt werden: Zur Zeit gibt es im Napfbergland keine diesen Zeitraum betreffende absolute Altersbestimmung. Was sichtbar ist, sind reliktsche Dokumente mindestens eines grossen mittelpleistozänen eiszeitlichen Ereignisses, welches das ganze Napfbergland überprägt hat.

q_m Moräne (Till) älterer Vergletscherungen (z. T. mit Schotter)

Im Unterschied zu den Verwitterungsböden (**q_m**) handelt es sich bei der Einheit **q_m** um Grundmoräne (z. T. vermischt mit Obermoräne), die aufgrund ihrer Höhenlage und/oder ihrer Lage ausserhalb des letzteiszeitlichen Gletschermaximums einer mittelpleistozänen Eiszeit zugeordnet wird.

Im Gebiet von Blatt Wolhusen finden sich die grössten Vorkommen mit Moränen älterer Vergletscherungen im Hangenden der Bramegg-Schotter (s. S. 84 ff.), auf der Hochfläche der Bramegg. Diese Moräne ist stark zerspült, wovon die zahlreichen in die angrenzenden Tobel abgespülten groben Gerölle zeugen. Ein äquivalentes Vorkommen findet sich am Steinhuserberg.

Das auf dem Hügelrücken östlich der Ischlagmatt auskartierte Vorkommen (Koord. 2643.0/1217.5) ist ebenfalls ausserhalb des LGM gelegen.

Im Weiteren wurden in der Talfurche Willisau-Wolhusen-Schachen an mehreren Stellen in grösserer Tiefe Moränenreste (**q_{pm}**) erbohrt, die ebenfalls einer älteren Eiszeit angehören könnten. Auch bei Wilzigen (am nördlichen Kartengebietsrand von Atlasblatt Schüpfheim) wurde mit einer Bohrung unter der oberflächlich anstehenden letzteiszeitlichen Moräne eine zweite, direkt dem Fels aufliegende Moräne durchbohrt.

Im Gebiet von Blatt Sumiswald sind entsprechende Moränenreste vor allem im Nordwestteil vorhanden, so im Rotbachtal und zwischen Oeschenbach und Huttwil, wo die Molasse von wenig Kies führenden siltig-tonigen Ablagerungen überdeckt ist. Weitere Informationen über diese ältere Moränendecke stammen aus Bohrungen. Bei einer Sondierung bei Tannenbad nördlich von Sumiswald (Koord. 2624.485/1211.705) wurden zum Beispiel unter Schotter hart gelagerter, siltig-toniger Sand mit gekritzten Geschieben vorgefunden, der etwa 6 m mächtig war und verwittertem Molassefels auflag. Bei zwei Bohrungen etwa 300 m südlich von Häusernmoos kam unter einigen Metern aus feinkörnigen Verlandungsbildungen eine mehrere Dekameter mächtige Moräne zum Vorschein, bestehend aus stark kiesigem und leicht steinigem Silt.

Im Gebiet von Blatt Langnau ist südlich von Signau bzw. im Gebiet von Waldhäusern-Moosegg auf dem Böschmatt-Schotter eine fleckenhafte Grundmoräne vorhanden, die der Einheit **q_m** im Gebiet von Blatt Wolhusen entsprechen dürfte. Sie ist nirgends im lithogenetischen Verbund bzw. direkten Kontakt mit den «Höhenschottern» aufgeschlossen und deshalb nicht als eigenständige Einheit ausgeschieden. Da diese Grundmoräne in den beobachtbaren Kleinauflüssen im Gebiet von Blatt Langnau vollständig entkalkt ist, ist sie Teil von **q_{vm}**. Die ausgewiesenen Verwitterungsböden auf eiszeitlichen Sedimenten oder Molasse könnten aber lokal ebenfalls solche Grundmoränenreste enthalten. Im aufgelassenen Kiesgrubenareal von Führen und bei Böschmattscheuer sind gekritzte Geschiebe und Kleinblöcke nachgewiesen. Dies gilt auch für die ehemalige Tongrube bei Langengmoos nordöstlich von Langnau (O. Fischer in LETSCH et al. 1907, S. 137 f.).

Die einzigen zwei kartierten älteren Moränenvorkommen im Gebiet von Blatt Langnau befinden sich unterhalb von Haslihölzli (südlich von Signau, Koord. 2621.895/1196.130) und im Sürisguetgrabe (Koord. 2624.98/1205.90). Beim Haslihölzli ist eine der Molasse direkt auflagernde, äusserst kompakte Grundmoräne im Liegenden des unteren Teils des Muttenfeld-Schotterers aufgeschlossen. In den sehr kleinräumigen Aufschlüssen sind nur aufgearbeitete Gerölle aus der Molassenagelfluh als Geschiebe festgestellt worden. Im Sürisguetgrabe ist nach reinigenden Niederschlägen ebenfalls ein hart gelagerter, kompakter, erosionsresistenter Diamikt festgestellt worden, der aufgrund der Grobkomponenten als Grundmoräne bezeichnet wird. Diese beiden Vorkommen sind genetisch mit der Oberhöhe-Grundmoräne (q_{m0} , s. u.) im Gebiet von Blatt Wolhusen vergleichbar. Ein weiteres älteres Grundmoränenvorkommen im Gebiet von Blatt Langnau ist talgenetisch schwierig einzustufen: Eine Sondierbohrung für die Wasserversorgung der Stadt Bern hat bei Aeschau (Koord. 2624.300/1195.711) in 28 m Tiefe Grundmoräne erreicht (GEOTECHNISCHES INSTITUT 1990). Die Grundmoränenfazies wurde durch Korngrössenanalysen belegt.

Diese Moränenreste liefern für die drei Atlasblätter den Hinweis auf ein ausgeprägtes Prä- q_m -Relief.

Findlinge und die Gletscherausdehnung während der mittelpleistozänen Eiszeit(en)

Findlingsgesteine gehören im Mittelland zum besten Baumaterial und waren demzufolge entsprechend gesucht, abgebaut und der praktischen Verwendung zugeführt worden. Einer der wenigen noch quasi-in-situ gelegenen und teilweise freistehenden Findlinge befindet sich bei Chalchhofenhaus/Tannenbad im Gebiet von Blatt Sumiswald. Ein exklusiv verbautes bzw. eingebautes Exemplar bildet das Fundament einer Turmecke der Kirche Affoltern (ebenfalls im Gebiet von Blatt Sumiswald, s. Liste unten).

In Bezug auf die Unterlage der Findlinge aus der Grössten Eiszeit der Alpen ist die folgende Unterscheidung angebracht: Einerseits kommen sie in den mit q_{vm} oder q_m bezeichneten Gebieten vor und befinden sich damit noch in einem lithogenetischen Verbund mit glazigenen bzw. glazifluviatilen Sedimenten (z.B. auf der Bramegg und im oberen Sulzigtobel im Gebiet von Blatt Wolhusen). Andererseits treten sie in nicht von Lockergestein bedeckten Gebieten auf, was darauf hinweist, dass auch dort eine zumindest fleckenhafte Moränen-Schotter-Überlagerung der Felsunterlage vorhanden gewesen war. Unklar ist, ob diese zwei Findlingskategorien durch das gleiche Ereignis hergebracht worden sind oder nicht. Versuche, den Zeitpunkt des Ausschmelzens aus dem Eis von Findlingen ausserhalb der Gletscherausdehnung der Letzten Eiszeit mit kosmogenen Nukliden zu bestimmen, waren nicht von Erfolg gekrönt. Alle beprobten Blöcke sind offenbar – und zum Teil mehrfach – umgelagert worden.

Ein Inventar der Findlinge im Napfgebiet, zwischen Aare und Wigger, hat RUTSCH (1967, mit Karte) publiziert und mit einer detaillierten Legende der

Lithologien versehen. Die meisten dieser Blöcke sind allerdings mittlerweile verschwunden.

Folgende Findlinge sind von historischer Bedeutung bzw. bei den vorliegenden Kartierungen neu gefunden worden:

Gebiet von Blatt Sumiswald

- Dunkelgrüner, leicht schiefriger, stark glimmerhaltiger Gneis, bei Chalchofenhaus, Tannenbad, Koord. 2626.995/1212.099.
- Heller grünlichgrauer Gabbro, nicht beprobt, da als Denkmal beim Reservoir für 100 Jahre Wasserversorgung Sumiswald aufgestellt. Der Block wurde beim Schwandbach, ca. 200 m westlich vom heutigen Standort ausgegraben, Churzeneigrabe, Koord. 2628.474/1208.310.
- Arkesin (Hornblende-Granit), Kirchturm von Affoltern, Koord. 2622.5/1212.7 (BACHMANN 1871a, HEIM 1919, RUTSCH 1967).
- Serpentin und Findlingsgruppe, Wasserfassung Sackgraben bei Affoltern, Koord. 2621.81/1213.82 (HÄCHLER 2005).
- Geschützter Erratiker «Findling bei Hornbach» (Denkstein für Meliorationsstrassenbau): Vallorcine-Granit, mit basischen Schollen, Hornbach, Strässchen nach Kohlgrube–Gustibiseggalp, Koord. 2629.312/1210.650.
- Heller, relativ feinkörniger Granit, versetzt in Privatgarten, dort drei weitere versetzte Blöcke, Blaufuure/Wasen, Koord. 2626.725/1210.240. Diese Blöcke stammen aus der Kiesgrube Gumpersmühle.
- Grobkörniger Quarzit (Penninikum), Säuzopf-Bodenänzi, Lutherntal, Koord. 2636.0/1207.6.
- Granat-Amphibolit bei Burzenbühl, wenige Meter versetzt, Heimisbach, Koord. 2623.90/1205.66.
- Kristallinfindlinge, Granite, Amphibolite, Glimmerschiefer, helle verfaltete Gneise, an der Basis der Kiesgrube Gumpersmühle, Koord. 2620.850/1206.175. – Ein Block von verfaltetem, hellem Gneis ist im Oktober 2018 in den Speicherboden versetzt worden, Koord. 2620.220/1207.615.

Gebiet von Blatt Langnau

- Heller, grobverfalteter Gneis, Talösch, Hüttegrabe, Koord. 2637.06/1205.62/1100 m.
- Nicht weiter bezeichneter Kristallinblock im Hoschwändigrabe, Koord. 2636.75/1205.15/1020 m.
- Dunkelgrüner Biotitgneis, in die Bachverbauung integriert, Twären, Koord. 2631.244/1200.636/900 m.
- Geschützter Erratiker «Grauer Stein» (alter Grenzstein): konglomeratischer Quarzsandstein bei Schwarzenbach im Gohlgrabe, Koord. 2628.354/1199.641.
- Gastern-Granit, aus dem Neumattgrabe nach Wegechen versetzt, Koord. 2628.071/1200.612.
- Weitere, nicht weiter bestimmte kristalline Blöcke im Undere Frittebachgrabe: Baderschegrabe, Leengrebli, nördlicher und südlicher Graben vom Geissbühlweidli.
- Findlingsgruppe: helle mittelkörnige Granite; Amphibolit, Serpentin und Habkern-Granit im bewaldeten Teil des Grabens Hälischwandwald–Reckenberg südlich von Signau, Koord. des grössten Blockes: 2624.675/1196.675.

- Findlingsgruppen im ehemaligen Kiesabbaugebiet bei Fuhren südöstlich von Signau: helle Granite, Mont-Blanc-Granit; dunkle schieferige glimmerreiche Gneise; Kieselkalke; Quarzite, Koord. 2623.10/1194.95.
- Findlingsgruppen bei Eich, versetzt, während Meliorationsarbeiten an die Waldränder geschoben, Koord. 2623.575/1194.200.
- Findlingsgarten beim Hof Böschmattscheuer, Kristallin- und Sedimentspektrum, private Sammlung, Koord. 2623.125/1194.250.
- Kristallinfindlinge, am ehemaligen Grubenrand und im Privatgarten, Neuhaus-Aegerten, Nesselgrabe, Koord. 2620.48/1202.32.

Gebiet von Blatt Wolhusen

- Grünliche quarzitische Gneise, Bachtobel bei Luchseren, Koord. 2639.15/1212.10.
- Einzelblock «Munitein», Rümlihbachtobel, Koord. 2652.72/1207.24.

q_{mO} Oberhöhe-Grundmoräne

q_{sBr} Bramegg-Schotter («Höhenschotter»)

Die Anhöhe der Bramegg lag zur Zeit der mittelpleistozänen Vergletscherungen zwischen dem durchs Entlebuch vorstossenden Arm des Waldemmegletschers¹ und dem ins Fischebachtal vorgedrungenen Aare-Reussgletscher (Fig. 24). Die beiden Gletscher deponierten hier in mindestens zwei Zyklen Kies und Moräne. Mit dem Abschmelzen der Eismassen setzten jeweils bedeutende randglaziale Ab- und Umlagerungsvorgänge ein.

Schon STEINER (1926) hat an der Bramegg «fluvioglaziale Schotter der Risszeit» auskartiert. Diese neu als Bramegg-Schotter (**q_{sBr}**) bezeichneten Vorkommen lassen sich von einer alten Kiesgrube bei Grosshegen (Fig. 25, Koord. 2651.16/1208.35/940 m) bis nach Mittlerstaldig (Koord. 2650.20/1210.05/ 890 m), d. h. über eine Distanz von rund 2 km, verfolgen.

Bei Grosshegen wurde folgendes Profil angetroffen:

Oberkante Kiesgrube auf ca. 950 m ü. M.

ca. 2 m	feingebankte graue und bräunliche Lehm- und Sandlagen, die hangauswärts fallen
5 m + x	grobblockige kiesreiche Moräne (q_m) mit eckigen bis gerundeten gekritzten Komponenten (bis 1,5 m Durchmesser), darin eingelagert hellbraune Sandlinsen
5 m	sauberer steiniger und blockreicher Kies (q_{sBr}), undeutlich horizontal geschichtet, einzelne Partien nagelfluhartig verkittet, mindestens 5 m mächtig; Gerölle mit bis 50 cm Durchmesser; selten schwarze Oxidhäute

Liegendes: rotbrauner mergeliger Molassesandstein der Napf-Formation auf ca. 920 m ü. M.

¹ Unter Waldemmegletscher wird im nachfolgenden Text die von Schüpflheim durch das Tal der Kleinen Emme nach Wolhusen vorstossende Gletscherzunge verstanden. Die ins Fischebachtal abfliessenden Eismassen gehören zum Entlegletscher. Im Gebiet von Finsterwald bestand eine Konfluenz dieser beiden Gletscher.



Fig. 25: Bramegg-Schotter in der Kiesgrube bei Grosshegen. Foto R. Murer, 1999.

Der Bramegg-Schotter repräsentiert den höchstgelegenen Schotter des Gebiets von Blatt Wolhusen und führt wie die darüberliegende Moräne (q_m) reichlich schlecht bis gut gerundete Gerölle aus Flyschsandstein und -konglomerat, vereinzelt helvetische Kalk- sowie Gangquarzerölle. Die untergeordneten Kristallinkomponenten entstammen sicher teilweise der Molassenagelfluh. Der Kieskörper wirkt als bedeutender Grundwasserleiter. Die ergiebigen Quellsfahrungen bei Schintegg (bei Koord. 2651.0/1209.1/910 m) mit einer Schüttung von 310–650 l/min implizieren eine grössere Ausdehnung des Schotters. Bei Oberstaldig steht im Liegenden der Schotter geringmächtige Moräne an (Koord. 2650.70/1209.65/920 m).

Bei Oberhöhe (Koord. 2649.55/1206.95/990 m), nördlich der Rengg, ist in einer steilen Runse ein ähnliches Profil wie bei Grosshegen aufgeschlossen (nach von SALIS 1967, ergänzt):

Hangkante auf 995 m ü. M.

5 m + x	rostig verwitterte sandige Moräne
7 m	hart gelagerte beige-graue siltig-sandige Moräne mit wenig Blöcken
6 m	hart gelagerter, z. T. verkitteter und diakener schlecht sortierter Schotter; mit ca. 10° nach Osten einfallend; Gerölle bis 40 cm Durchmesser
1 m	gelber siltiger Mittelsand
8 m	schlecht geschichteter grober Schotter mit bis 70 cm grossen Blöcken
9 m + x	sehr hart gelagerte beige-braune siltige Moräne mit bis 1,8 m grossen Blöcken (Grundmoräne)

Liegendes: Molasse (Napf-Formation) auf ca. 950 m ü. M.

Die Lithologie der Gerölle entspricht dem Aufschluss bei Grosshegen. Die im Liegenden des Schotters aufgeschlossene Moräne wird als Oberhöhe-Grundmoräne (q_{m0}) bezeichnet. Die Existenz zweier durch Schotter getrennter Moränen wird als Beleg für zwei grossräumigere Gletscherfluktuationen angesehen.

Westlich von Unterhöhe (Koord. 2649.5/1206.7/990 m) steht direkt über dem Molassefels sehr grobes, matrixarmes Blockgeröll an. Die mittel bis gut gerundeten Komponenten bestehen zum überwiegenden Teil aus Sandstein. Helvetischer Kalk ist selten. Zahlreiche Blöcke sind über 50 cm, einzelne sogar bis zu 1,3 m gross. Aufgrund des identischen Geröllspektrums und der vergleichbaren Höhenlage wird dieser Schotter dem Bramegg-Schotter zugerechnet.

Die kartierten Aufschlüsse werden als Ausbiss einer hochgelegenen, grossflächigen Schotterflur gesehen, die der Grundmoräne oder direkt der Molasse aufliegt. Sie ist jedoch durch die überlagernde Moränendecke (q_m) grösstenteils der direkten Beobachtung entzogen. Aufgrund seiner Lage auf über 940 m ü. M. wird angenommen, dass dieser Schotter wohl während einer älteren, mitteleozänen Vergletscherung abgelagert worden ist. Die bemerkenswerte Grösse der kantengerundeten bis gut gerundeten Blöcke deutet auf eine gletschnahe Ablagerung hin, vergleichbar einer Wildbachablagerung.

Die für die beschriebenen Ablagerungen typischen grossen Flyschgerölle finden sich überall entlang der Abhänge der Bramegg, vielfach auch aufgearbeitet in jüngeren Schottern. Besonders zahlreich sind sie im Wald oberhalb des Hofes Grabenweid (Koord. 2649.35/1206.80), wo sie ein eigentliches Blockfeld bilden.

Im Gebiet von Blatt Sumiswald ist keine vergleichbare Einheit ausgeschieden. Die kiesführende Moräne älterer Vergletscherungen (q_m) im Sackgraben ist bei den Quellfassungen jedoch am Kontakt zum Molassefels (hier St.-Gallen-Formation) sehr grobblockig ausgebildet (HÄCHLER 2005). Dies zeigt die Problematik der Verwendung der Einheiten q_m und q_{vm} im kartiergeologischen und nomenklatorischen Umgang mit tiefgründig verwitterten und teilweise auch genetisch schwierig interpretierbaren Lockergesteinen besonders klar. Tiefgründig verwitterte Schotter erscheinen nämlich oft auch als «pedogener Diamikt», d. h., dass erosionsresistente Klasten (Quarzgerölle, Amphibolite, Gabbros, Hornsteine, Radiolarite) in einer feinkörnigen, meist siltigen und entkalkten Matrix schwimmen.

Im Gebiet von Blatt Wohlen repräsentiert der Bramegg-Schotter mit der Oberhöhe-Grundmoräne im Liegenden und dem (Grund-)Moränendeckel (q_m) im Hangenden zwei ältere Eisvorstösse, deren Ausmass und zeitliche Stellung jedoch unklar sind. Ebenfalls unklar bleibt, ob diese Ablagerungen allenfalls noch bis ins Frühe Pleistozän zurückreichen. Dies scheint jedoch wenig wahrscheinlich. Vielmehr dürfte dieser «Bramegg-Komplex» ein Äquivalent der im Gebiet der Blätter Langnau und Sumiswald auskartierten und charakterisierten «Höhenschotter» verkörpern. Gleiches dürfte auch für die Steinhuserberg-Schotter gelten (s. u.).

q_{ss1} Steinhuserberg-Schotter («Höhenschotter»)

Die von Moräne bedeckten Schottervorkommen am Steinhuserberg (q_{ss1}) sind zwischen ca. 720 und 780 m ü. M. aufgeschlossen. Wie in der kleinen, aufgelassenen Kiesgrube bei Koord. 2647.10/1210.05 sichtbar, handelt es sich um sauberen, teilweise verkitteten, horizontal gelagerten oder nach Westen einfallenden, schlecht sortierten Schotter mit eingeschalteten Sandlagen. Die bis etwa 40 cm grossen Gerölle sind teils eckig bis kantengerundet, teils gerundet. Das Spektrum umfasst viel Kalk (ca. 45%) und Kristallin (ca. 35%) sowie Quarz- und Sandsteingerölle (ca. 20%) aus der Molasse. Der Schotter bildet im Gelände eine gut verfolgbare Steilböschung, an deren Fuss mehrere kleine Quellen austreten. Im Hangenden wird er von einer beige verwitterten lehmigen kalkarmen Moräne diskordant überlagert. Diese führt einzelne Sandsteinblöcke mit bis zu 25 cm Durchmesser. Das Liegende ist nicht aufgeschlossen. Der moränenbedeckte Steinhuserberg-Schotter dürfte mit dem auf der gegenüberliegenden Talseite anstehenden Bramegg-Schotter korrelieren.

Der wie ein Moränenwall geformte Rücken nördlich von Grossschultenberg – der «Weid-Rücken» – erreicht eine Höhe von 819 m ü. M. STEINER (1926) beobachtete in einer nur wenig westlich von Pkt. 819 m gelegenen Grube 5 m teilweise ge-

bänderten Glaziallehm mit einzelnen gekritzten Geschieben über 5 m Kies mit Sandlinsen und -lagen.

STEINER (1926) hat auch westlich von Wolhusen, bei Hinterguggernell, vorletzteiszeitliche Moräne und Schotter kartiert und aus einer dortigen, nicht genauer lokalisierten Grube das folgende Profil beschrieben:

2-3 m	lehmige Moräne
1-1,5 m	lockerer feiner Sand, teils waagrecht, teils schief geschichtet (Kreuzschichtung)
5 m	kompakter, stellenweise verkitteter Schotter mit meist gerundeten und kantigen, vereinzelt gekritzten Geröllen, die teilweise auffällig nach SSE gekippt sind; in diesen Schotter eingeschaltet sind vier 0,05-0,3 m mächtige gebänderte Lagen von Glaziallehm. Der Geröllbestand besteht aus viel dunklem kieseligem Kalk und Flyschsandstein sowie aufgearbeiteten Geröllen der bunten Nagelfluh.

Dieses Vorkommen konnte aber mit den heutigen Aufschlüssen nicht bestätigt werden. Auch entsprechende Nachfragen bei den Anrainern und beim Kanton brachten keine Klärung. Es ist deshalb auf dem Atlasblatt Wolhusen nicht vermerkt.

Besondere Erwähnung verdient im Weiteren ein knapp 2 km nördlich des Gebiets von Blatt Wolhusen bei Ängelwart (Koord. 2650.025/1219.875) gelegenes Schottervorkommen (VOGEL 1993, Abb. 3; GERBER 1994). Dieses ist von vorletzteiszeitlicher Moräne (q_m) überdeckt, schlecht sortiert und grobgeröllig (GERBER 1994, S. 15). Eine Geröllzählung belegt ein Aare-Reussgletscher-Spektrum. Es liegt auf ca. 710 m ü. M. und stellt, im regionalen Kontext gesehen, möglicherweise ebenfalls ein «Höhenschotter»-Relikt dar.

q_{sK} Kaltenegg-Schotter («Höhenschotter»)

Die Kaltenegg, eine Anhöhe nordöstlich von Dürrenroth, ist ein Hochplateau mit einer terrassenartigen Morphologie, die als Relikt einer höhergelegenen Aufschotterung interpretiert wird. Aufschlüsse fehlen. Somit ist die Höhenlage um 755 m ü. M. neben der Morphologie das einzige Kriterium für eine Zugehörigkeit zu einer mittelpleistozänen Eiszeit. Eine ähnliche, auffällige Verflachung findet sich bei Eggerdingen nordnordwestlich von Affoltern. Sie ist von moränenbedecktem Schotter aufgebaut, aus dem die grossen Quellen des Sackgrabens (Gesamtschüttung >500 l/min) ausfliessen. Diese ausgeprägte Hochfläche liegt auf ca. 785 m ü. M., also 30 Höhenmeter über der Kaltenegg. Höhenmässig könnte es sich hier durchaus um eine Ablagerung des gleichen Gletschervorstosses handeln (vgl. S. 80, Diskussion der Höhenlage der «Höhenschotter»).

q_{SB} Böschmatt-Schotter («Höhenschotter»)

Die Typlokalität des Böschmatt-Schotter liegt südöstlich von Signau im bewaldeten Steilbord östlich des Wegs, der von der Böschmatt nach Berg führt. Weder ist der Kontakt zu einer liegenden noch zu einer hangenden Einheit aufgeschlossen. Das Liegende wird durch einen StauhORIZONT gebildet. Dies belegen zahlreiche an der Basis dieses Schotter austretende Quellen mit namhaften Schüttungen (einige 100l/min). Ob direkt die Molasse das Grundwasser staut oder ob eine Grundmoräne abdichtet, ist nicht bekannt. Ebenso ist der Kontakt zum Hangenden nicht aufgeschlossen. Allerdings ist auf dem Plateau Berg-Sängelewald-Eich, das durch die Schotterwand bei Böschmatt aufgeschlossen wird, eine fleckenhaft erhaltene und verwitterte Grundmoränendecke vorhanden (s. S. 81), in der zahlreiche frühere Materialentnahmestellen liegen.

Bei Böschmatt ist im mittleren Bereich des Steilhangs ein knapp 8 m mächtiges Profil aufgeschlossen. Es handelt sich um mehrheitlich sauberen bis feinteilfreien, grobkiesigen Schotter mit vielen Steinen und wenig Sand, mit ausgeprägter Schichtung und mit diakenen Kies- und Steinlagen. Auffallend sind die nach Nordosten einfallende steile Kreuzschichtung mit einer Amplitude im Meterbereich und rundliche Grobkieslinsen, wie sie in einem verwilderten Fluss (Braided River) im Konfluenzbereich mehrerer Rinnen entstehen. Reine Sandlagen fehlen, daher wird der Aufschluss dem proximalen Teil der glazifluvialen Aufschotterung zugeordnet. Lageweise ist eine starke Zementation durch Gletschermilch feststellbar. Ebenso unregelmässig treten lockerere Lagen und Linsen von wenigen Metern Ausdehnung und maximal 50 cm Mächtigkeit auf. Die petrographische Zusammensetzung der Kiesfraktion ist durch quarzitisches Lithologien (Gangquarze, metamorphe Quarzsandsteine, feinkörnige Kieselkalke) geprägt. Frisches kalkalpines Material ist von sehr untergeordneter Bedeutung (<10%). Die Komponentengrösse beträgt maximal 40 cm (metamorpher feinkörniger Quarzsandstein). Je grobkörniger die Gerölle sind, umso besser gerundet sind sie. In der Steinfraktion treten ideal geformte quarzitisches Diskusgerölle auf.

Die Typusregion der Böschmatt-Schotter dehnt sich vom Typusprofil nach Norden über das Plateau von Berg-Bergweid bis zur Burgruine Alt Signau und zu den Höfen Grat aus. Bei Koord. 2621.74/1194.96 ist die von GERBER (1941) erwähnte Kiesgrube als Geländemulde feststellbar. In ihrer Fortsetzung im Hang nach Osten ist der Schotter aufgeschlossen (= das Kliff von GERBER 1941). Am südöstlichen Aufschlussende ist auch der von GERBER (1941) erwähnte zementierte, nach Norden einfallende, feinkörnig-geschichtete Grobsand noch einsehbar. Es stellt sich allerdings die Frage, ob der äussere Sporn des Aufschlusses nicht abgesackt ist. Offene Spalten (Hangklüfte) und die erwähnte nach Norden einfallende Sandlage sprechen dafür. Interessant ist auch der Innenhof der Burgruine Alt Signau. Die hier liegenden bearbeiteten «altarähnlichen» Blöcke von zementiertem Schot-

ter lassen die Vermutung aufkommen, dass die alte Burg zumindest teilweise im Böschmatt-Schotter fundiert ist.

Wohl die grösste Aufschlussfläche in diesem Schotter war im Gebiet von Fuhren-Bergweid(-Berg) unweit nordöstlich der Typlokalität während des Kiesabbaus (von ca. 1965–1990) einsehbar. Teilweise sind die ausgekiesten Parzellen wieder verfüllt bzw. renaturiert worden, so dass keine ungestörten Profile mehr sichtbar sind. Das vorhandene reichhaltige Erratikum kann demzufolge auch nicht mehr spezifischen Schichten zugeordnet werden. Petrographisch interessante Lesesteinhaufen finden sich bei Bergweid und bei Böschmattscheuer.

Eine weitere Typusregion für den Böschmatt-Schotter ist zweifellos das Gebiet von Moosegg-Blasenfluh im Grenzbereich der Blätter Langnau und Worb, mit der Kiesgrube in der Chratzmatt bei Landiswil. Dort ist die Beziehung zu einer eindeckenden Grundmoräne (q_m) aufgeschlossen (s. a. GRUNER 2001, Abb. 6). Diese Stelle wird aber wahrscheinlich ebenfalls in den kommenden Jahren durch Wiederauffüllung und Renaturierung versiegelt. Aus dieser Grundmoräne gibt es Blöcke typischer Leitgesteine des Walliser Gletschers: Ein Mont-Blanc-Granit und ein Serpentin (mit Plakette) aus der Gegend von Zermatt haben bis jetzt am Rande eines Biotops in der Kiesgrube überdauert.

Im Gebiet von Blatt Langnau sind die «Höhenschotter» auffallend gut geschichtet. Schichtgrenzen sind bis über 3 m verfolgbar. Sandlagen sind in den noch zugänglichen Aufschlüssen von Böschmatt, Altschloss und Hinterfuhren selten. Bemerkenswert sind zementierte blockige Lagen. Auf der Aufschlussoberfläche sind auffallende «Zementtropfen» ausgebildet (Fig. 26). Beim Böschmatt-Schotter handelt es sich vorwiegend um sandigen Fein- bis Grobkies. Auf dem Reckenberg existiert ebenfalls ein hochgelegenes Schottervorkommen, doch fehlt demselben der Feinkies, d.h. es dominiert grobgeröllig-steiniger Schotter, der zudem kaum verkittet ist. Es dürfte sich hier grösstenteils um einige Meter mächtige augenfällig steinig-grobkörnige aufgearbeitete Molassenagelfluf handeln. Das Vorkommen ist deshalb als Verwitterungsboden (q_{vm}) kartiert worden, ohne die Schotterunterlage in der Karte darzustellen. Dass es im Liegenden von q_{vm} einen Schotter von einer gewissen Mächtigkeit und Ausdehnung haben muss, belegt ein hydrogeologischer Befund: Selbst im Trockensommer 2018 führte das Reckenberggrebli permanent Wasser.

Wie GERBER (1941) bereits beobachtet hat, ist das Geröllspektrum praktisch ausschliesslich durch die aufgearbeitete Nagelfluf, mit kleinem Einfluss von Helvetikum und Flysch aus dem Berner Oberland, geprägt. In der Blockfraktion dominieren dagegen Blöcke aus dem Einzugsgebiet des Walliser Gletschers. Die gute Rundung und die Sedimentstrukturen der «Höhenschotter» sind typisch für einen glazifluviatilen Transport- und Ablagerungsraum: Kreuzschichtung, Cut-and-fill-Sturkturen und ausgeprägte diakene Lagen (Open-work Gravel) sind charakteristisch für verwilderte Flusssysteme. Delta-Foresets, wie sie zum Beispiel in der Kiesgrube Chratzmatt (NUSSBAUM 1910) aufgeschlossen sind, deuten



Fig. 26: «Zementtropfen» auf einer Gerölloberfläche im Böschmatt-Schotter. Foto C. Schlüchter, 2019.

auf lokale, zum Teil direkt am Eisrand gelegene Staubecken mit mehr als 15 m Wassertiefe hin.

Ansätze für eine radiometrische Altersbestimmung haben lediglich Minimalalter von 131 ± 14 ka ergeben. Die entsprechenden U-Th-Serien sind an Kalzitkristallen aus dem Porenraum diakener grobkörniger Lagen in der Kiesgrube Chratzmatt bei Landiswil durchgeführt worden (REBER 2007). Tests mit der Lumineszenz-Methode an Schwesterproben der U-Th-Serien haben ebenfalls Minimalalter in der gleichen Grössenordnung ergeben (DEHNERT et al. 2010). Relative Altershinweise liefern die mehrere Meter mächtigen Verwitterungsbildungen (Paläoböden) auf den Schotterhochflächen, die lokal auf Moräne entwickelt sind. Deshalb erscheinen die «Höhenschotter» im Gebiet von Blatt Langnau praktisch ausschliesslich mit q_m als «Decksignatur».

q_{sSw} Schwanderholzwald-Schotter

Die beiden nachstehend beschriebenen Vorkommen des Schwanderholzwald-Schotters (Atlasblatt Wolhusen) bilden wahrscheinlich den Rest einer einst ausgedehnteren randglazialen Aufschotterung. Seine Höhenlage zwischen dem Bramegg-Schotter und den letzeiszeitlichen Bildungen spricht denn auch für eine zeitliche Zwischenstellung. Er wird deshalb in der Karte mit der gleichen Grundfarbe wie der Gammenthal-Schotter im Gebiet von Blatt Sumiswald dargestellt.

Eines dieser Vorkommen ist in einer Runse im nördlichen Schwanderholzwald (Koord. 2648.90/1209.86/690–745 m) gelegen. Es konnte das folgende Profil aufgenommen werden:

5 m + x	hart gelagerter stark sandiger Kies mit Einschaltungen von harten Sandlinsen; hoher Kalkgeröllanteil von über 50%; zahlreiche gekritzte Gerölle
ca. 5 m	sauberer sandiger Kies bis kiesiger Sand mit gut gerundeten Geröllen
ca. 4 m	ver kitteter schlecht sortierter sauberer Kies; der Gehalt an Kalkgeröllen ist grösser als im liegenden Schotter; nach Westen bis Südwesten einfallend
ca. 2 m	Sand
ca. 8 m	Wechsellagerung von teilweise ver kittetem Kies und braunbeigem Sand (schlecht aufgeschlossen)
ca. 25 m	brauner leicht siltiger sandreicher Kies mit reichlich Steinen mit bis 10 cm und einzelnen Blöcken mit bis 40 cm Durchmesser; wenige braunbeige Sandlinsen; schwach ausgeprägte Schichtung; einzelne ver kittete Schotterlagen; die Gerölle sind kantengerundet bis gut gerundet und teilweise gekritzelt oder zerbrochen; mehrheitlich Sandsteingerölle sowie je etwa ein Viertel Kalk- und aufgearbeitete Nagelfluhgerölle
ca. 5 m	nicht aufgeschlossen
Felsoberfläche: bei Pkt. 690 m aufgeschlossen	

Bei der obersten Schicht handelt es sich um teilweise verschwemmte Moräne, die mit Vorbehalt der Letzten Eiszeit zugewiesen wird (**q_{mWF}**). Darunter folgt eisrandnah abgelagerter Schotter und Sand. Aufgrund seiner Höhenlage und Ver kittung wird dieser Schotter zusammen mit dem ähnlichen Schotter im Sulzigtobel und im obersten Teil des Sagilibachtobels ins Mittlere Pleistozän gestellt (s. u.).

Ein weiteres Profil durch diese Einheit ist südlich des Schwanderholzwaldes im mittleren und oberen Teil des Sagilibachtobels aufgeschlossen. Es handelt sich um ein Sammelprofil (mit approximativen Höhenangaben), das auf den Aufschlüssen im Bachlauf und in den Flanken des Tobels basiert und die Beobachtungen von STEINER (1926) sowie die Resultate der bei der Rütimatt und bei Wilzigen abgeteuften Bohrungen (vgl. Taf. III und S. 94) mit integriert.

Moräne der Letzten Eiszeit (q_{mWE})

- 728–740 m *Schwanderholzwald-Schotter (q_{ssw})*
 grober Kies mit einzelnen Blöcken; Komponenten kantengerundet bis gerundet; einzelne Bänke sind fest verkittet und wittern, wie auch die Blöcke, heraus
- 725–728 m *Hasle-Schotter (q_{sh})*
 schwach siltiger kiesiger Sand bis sandiger Kies; viele eckige Komponenten
- 724–725 m *Moräne der Letzten Eiszeit (q_{mWE})*
 mässig siltiger kiesiger Sand, Komponenten eckig
- 722–724 m
 steifplastischer toniger und sandiger Silt
- 717–722 m *Rütimatt-Schotter, Vorstossschotter (q_{rsu})*
 kiesiger Sand bis sandiger Kies, mässig siltig; viele eckige bis kantengerundete Komponenten (Vorstossschotter)
- 703–717 m *Wilzigen-Seebodensedimente (q_{slw})*
 Sand, siltiger Lehm, feingeschichteter Silt-Ton, lokal mit Warven
- Mittelpleistozäne Grundmoräne (q_m)*
- 702–703 m Geröllfreier Bänderlehm
- 700–702 m Lehmiige Grundmoräne
- Felsoberfläche auf 700 m.ü.M.

Die Zugehörigkeit des obersten Schotters zum Schwanderholzwald-Schotter ergibt sich aus der analogen Höhenlage, der Überdeckung durch letzteiszeitliche Moräne sowie die Geländemorphologie. Die vorletzteiszeitliche Grundmoräne verkörpert das Liegende dieser Schotter. Die Wilzigen-Seebodensedimente, der Rütimatt-Schotter und der Hasle-Schotter sind als jüngere Ablagerungen seitlich an den Schwanderholzwald-Schotter angelagert. Letzterer wird als Relikt der im Tal oder an den Eisträndern deponierten Schotter und Moräne gedeutet, die beim Abschmelzen des Waldemmegletschers am Ende der Vorletzten Eiszeit zur Ablagerung gelangt sind.

Der Hof Sulzig (Koord. 2649.45/1210.56) liegt auf einem über 800 m.ü.M. hohen, sanft gerundeten Höhenrücken. Der Molassefels (OSM) reicht im nahegelegenen Sulzigtobel bis auf ca. 760 m.ü.M. Die darüberliegende, lokal über 10 m mächtige Moränendecke dürfte in den tieferen Hanglagen sowohl ältere Moräne (q_m) als auch letzteiszeitliche Moräne (q_{mAR}) umfassen, doch ist die Grenzziehung auf der Karte mit grosser Unsicherheit behaftet. Auf einer Höhe von ca. 760–780 m.ü.M. ist ein kleines Schottervorkommen vorhanden.

Wie STEINER (1926, S. 50) beobachtete, ist nicht nur im Hangenden, sondern lokal auch im Liegenden dieses Schotters Grundmoräne vorhanden. Dieser Schotter dürfte daher altersmässig dem nahegelegenen Schwanderholzwald-Schotter entsprechen.

Der rostig verfärbte sandige Kies ist zum Teil nagelfluhartig verkittet. Darin eingeschaltet sind dünne, sehr harte Silt-Ton- und Silt-Sand-Lagen. Die Schüttung erfolgte talaufwärts nach Süden. Einzelne Sandlagen weisen gewellte schwarz-

braune Oxidkrusten auf. Die Gerölle sind teilweise gekritz, aber nicht verwittert. Lokal wurde zudem ein im Kies eingebetteter, 2 m grosser Kalkblock beobachtet. Es handelt sich um gletschernah abgelagerten Kies.

Im Gebiet südlich von Wolhusen ist der beschriebene Schotter Teil der kleinräumigen, komplexen Eisrand-Stausedimentation, die sich mit der zunehmenden Eintiefung der Haupttalung nach der Ablagerung des Bramegg-Schotters eingestellt hat. Diese kleinräumige Komplexität hat sich während der Letzten Eiszeit weiter entwickelt. Die detaillierte Kartierung aus dem Konfluenzbereich dreier Gletscherzungen (Waldemme-, Aare-Reuss- und Lokalgletscher) zeigt dies lehrbuchartig.

q_{SLW} Wilzigen-Seebodensedimente

Mit der bei Wilzigen abgeteufte Bohrung Nr. 1 (vgl. S. 101 und Profil 1, Taf. III) wurden zwischen 705–684 m ü.M. Stillwasserablagerungen durchbohrt, die hier vorletzzeitlicher Grundmoräne aufliegen und neu als Wilzigen-Seebodensedimente bezeichnet werden. Es handelt sich um Fein- bis Mittelsand (untergeordnet auch Grobsand), der mit feinsandigem Silt wechsellagert. Lokal finden sich Warven und einzelne Gerölle (Drop Stones). Diese feinkörnigen Sedimente können als Gletscherseemoräne (Waterlain Till) interpretiert werden. Sie wurden durch die Kleine Emme bzw. den zurückschmelzenden Waldemmegletscher in einem vermutlich am Ende der Vorletzten Eiszeit im Entlebuch aufgestauten See abgelagert.

Die für die Erdgaspipeline auf der Rütimatt abgeteufte Bohrung Nr. 7 (Koord. 2648.6/1208.7) erreichte diesen Silt-Sand-Komplex auf 716 m ü.M. Deshalb werden die im Sagilbachtobel auf ca. 703–717 m ü.M. anstehenden «Seetone» ebenfalls den Wilzigen-Seebodensedimenten zugerechnet, wie auch der in einem kleinen Aufschluss im Tobel südlich des Waldhüslis (Koord. 2648.78/1209.40) auf ca. 720–730 m ü.M. anstehende siltige Feinsand. Dieser ist gelb gefärbt, gebändert und weist ebenfalls Warvenschichtung und Drop Stones auf.

q_{sG} Gammenthal-Schotter

Die periphere Talung um das Napfbergland verliert zwischen Sumiswald im Westen und Huttwil–Ufhusen im Nordosten den Charakter einer Erosionsrinne, den sie vor der heute feststellbaren Verfüllung einmal hatte (Rot[bach]talrinne, MÜLLER & SCHLÜCHTER 1997). Der Wechsel von Erosion zu Akkumulation ist mit den quartärgeologischen Profilen (Taf. II) mit dem – teilweise hypothetischen – Felsverlauf und den eingetragenen Talfüllungen zumindest schematisch dokumentiert. Die heutigen, ausserordentlich flachen Wasserscheiden bei Weier-Lämpenmattwald im Westen und bei Huttwil–Galgenmoos–Beerenmöslis im Osten geben dieser Landschaft den für das übrige Napfgebiet unüblichen akkumulativen Charakter. Im Westen wird diese Landschaft durch Griesbach und Grüne, im Osten durch die Wyssachen, Langete und Luthern erosiv strukturiert.

Die Sumpf- und Moorlandschaft zwischen Weier im Westen und Gondiswil-Zell im Osten ist durch die beiden Grobschüttungen des Gammenthal-Schotter und des Zell-Schotterkomplexes gestaut worden, wobei die zeitliche Stellung der beiden Grobschüttungen nicht geklärt ist. Deren Rolle bei der Talgenese schliesst ein vergleichbares Alter der «Unteren Zeller Schotter» und des Gammenthal-Schotter nicht aus (vgl. ERNI et al. 1943, S. 99). Die Grüne im Westen und die Luthern im Osten, beide im hohen Napfbergland entspringend, haben hier in der Zeit nach der Ablagerung der «Höhenschotter» die alte Talrinne auf beiden Seiten verstopft, was im dazwischen liegenden Gebiet zu einer Stausedimentation geführt hat.

Der Gammenthal-Schotter ist mit einer auffallend stabilen Abbauwand in den Kiesgruben Gammenthal-Mattstallwald (Koord. 2622.85/1209.60) aufgeschlossen. Diese Aufschlüsse gelten auch als Typlokalität.

Die Mächtigkeit dieser Schottereinheit ist beeindruckend: im nördlichen, aktiven Grubenteil steht eine senkrechte offene Kieswand von gut 30 m Höhe an. Nach Auskunft des Grubenbesitzers sind ab Grubensohle weitere 32 m Kies erbohrt worden. Dabei wurde das Liegende offenbar nicht erreicht und ist hier somit unbekannt. Es ist jedoch sehr wahrscheinlich, dass die Unterlage des Schotter aus Molassefels besteht. Das Hangende bildet bis >10 m mächtiger, nur andeutungsweise geschichteter, massiger hellbraun-beiger feinkörniger sandiger Silt mit vereinzelt Geröllen – wohl eine feinkörnige Hangschuttfazies. Ein Pendant dieser Deckschicht bildet ein ausgedehntes, am nordöstlichen Dorfrand von Sumiswald gelegenes Tonlager (R. Zeller in LETSCH et al. 1907), das als Rohstoffquelle für die alte Ziegelhütte von Sumiswald diente. Diese Deckschichten wurden auf der Karte nicht dargestellt.

Bei diesen feinkörnigen Deckschichten dürfte es sich um nacheiszeitlich erfolgte Abschwemmungen aus den Moränenablagerungen der Molassehänge sowie der anstehenden und verwitterten Molasse selbst handeln (R. Zeller in LETSCH et al. 1907). Darunter sind im Dach des Schotter (im aktiven Abbaubereich der Grube) im obersten Teil bis >10 m tiefe, spektakuläre Verwitterungsorgeln mit bis zu 2 m Durchmesser vorhanden (Fig. 27). Verwitterungsorgeln sind im nordalpinen Quartär der Schweiz eine seltene Erscheinung und in der hier vorhandenen Dimension (Tiefgang und Durchmesser) bisher nicht bekannt. Sie sind wegen ihrer Grösse nicht mit den ähnlichen Erscheinungen auf dem Schotter der Waldgasse bei Schwarzenburg gleichzusetzen (Blatt Schwarzenburg, VÖGELI 1963). Für eine detaillierte Beschreibung solcher geologischer Orgeln in eiszeitlichen Schottern sei auf LEMPE (2012) verwiesen.

Der Gammenthal-Schotter besteht aus sauberem sandigem Kies mit bis 20% Steinfraktion. Er ist ausgeprägt, meist im dm-Bereich, geschichtet und zeigt wenig Kreuzschichtung mit maximal 50 cm Amplitude. Er ist locker gelagert, was scheinbar im Widerspruch zur offensichtlich «standfesten» Abbauwand von >10 m Höhe in der Kiesgrube Gammenthal-Mattstallwald steht. Die Standfestigkeit hängt damit zusammen, dass im Schotterprofil im mittleren und oberen Bereich eine auf-



Fig. 27: Verwitterungsgorgeln im Gammenthal-Schotter. Sichtbare Aufschlusshöhe: ca. 15 m.
Foto C. Schlüchter, 2018.

fallende Zementation existiert, welche die entsprechenden Schichten krustenartig vorstehen lässt. Der Zement in diesen Partien besteht aus dünnen Häutchen (<1 mm) bzw. Spickelfüllungen aus meistens durchsichtigem Kalzit. Die Zementation ist nicht an eine bestimmte Korngrösse und Lage in der Kieswand, wie beispielsweise sandige oder diakene Lagen, gebunden. Einzelne Lagen im mittleren Teil des Profils sind anscheinend stärker zementiert und treten rippenartig hervor. Diese im Allgemeinen sehr diskrete Art der Zementation des Gammenthal-Schotters reicht offenbar, um der Abbauwand Stabilität zu verleihen.

Sandlagen sind ausgesprochen selten und geringmächtig und nur von wenigen Metern Ausdehnung. Die Steinfraktion ist annähernd gleichmässig im Profil verteilt, mit einer maximalen Korngrösse von 50 cm. Bei dieser Fraktion handelt es sich (mit Ausnahme von einem grobkörnigen Flyschsandstein und einem kantigen Block eines Molassesandsteinknauers) um aus der Nagelfluh aufgearbeitete, gut gerundete Quarzitzerölle. Grobkies- und Steinfraktionen sind gut gerundet, was nicht erstaunt, da es sich praktisch ausschliesslich um aufgearbeitete Molassenagelfluh handelt, die in Form zerbrochener Gerölle (feinkörnige Kalksandsteine machen 39% des Geröllbestandes aus) vorliegt. Eckige Komponenten fehlen in der Kiesfraktion. Frische, dunkelgraue alpine Kalkgerölle sind nur mit 7% vertreten,

weisslich-beige Kalkgerölle mit 12%, während Kristallingerölle ca. 10% ausmachen. Praktisch alle Gerölle zerfallen beim Herauslösen aus dem Sedimentverband. Auffallend in der petrographischen Zusammensetzung sind die in-situ zerfallenden Zellenkarbonate (ca. 2% der Kies- und Steinfraktion). Die Schüttungsrichtung des Gammenthal-Schotters ist kaum feststellbar. Die seltene Kreuzschichtung und vereinzelte eingeregelter Gerölle deuten auf eine Schüttung nach Norden hin. Sicher erfolgte die Ablagerung im beobachtbaren Profildbereich ohne feststellbaren Gletschereinfluss während der Aufschotterung.

Polygenetische Talfüllungen

q_{pts}	<i>Schotter</i>
q_{ptSL}	<i>Seebodensedimente</i>
q_{ptm}	<i>Moräne, z.T. verschwemmt</i>

Das Napfbergland besitzt ein dichtes Gewässernetz. Dessen nördlicher Teil wird durch die Luthern, die Änziwiger und die Buechwiger zur Wigger hin entwässert. Im östlichen Teil bildet die Kleine Emme den regionalen Vorfluter. Deren wichtigste Zuflüsse sind im Gebiet von Blatt Wolhusen die Kleine und Grosse Fontanne, die Entle und der Rümli.

In der Letzten und höchstwahrscheinlich auch in den vorangegangenen, grösseren mittelpleistozänen Eiszeiten erfolgte der Abfluss der Kleinen Emme sowohl nach Osten via Werthenstein zur Reuss als auch, bei einem Aufstau durch die Eis- und Schuttmassen des Aare-Reussgletschers, nach Nordwesten durch das Seewagtal, d.h. via Menznau-Willisau, dem Wigger-System zu. Zeitweise erfolgte der Abfluss wohl auch supra- oder subglazial.

Die vom Kanton Luzern in Auftrag gegebene Erforschung der Grundwasser- verhältnisse im Tal der Kleinen Emme (KANT. AMT FÜR UMWELTSCHUTZ LUZERN 1990) und im Luthern- und Wiggertal (KANT. AMT FÜR GEWÄSSERSCHUTZ LUZERN 1984) liefern einen guten Einblick in den Aufbau der Talfüllungen (Fig. 28 und Taf. III-VII¹). Die folgenden Ausführungen sind grösstenteils den Schlussberichten dieser Studien entnommen.

Flusssystem der Wigger

Das zum Wigger-System gehörende Lutherntal ist vollständig ausserhalb des Gebiets von Blatt Wolhusen gelegen. Dessen Talfüllung wurde anhand zahlreicher

¹ Die anhand weniger Bohrungen konstruierten Profile vermitteln ein stark vereinfachtes Bild der Trogfüllungen. Aufgrund der bekannten Rahmenbedingungen (mehrere Gletschervorstösse, Gefällswechsel und Flussverlagerungen, komplexes Erosions- und Akkumulationsgeschehen) ist von einem in der Realität komplizierteren und besonders randlich stark wechselnden Aufbau der Talfüllung (Reste älterer Einheiten) auszugehen.

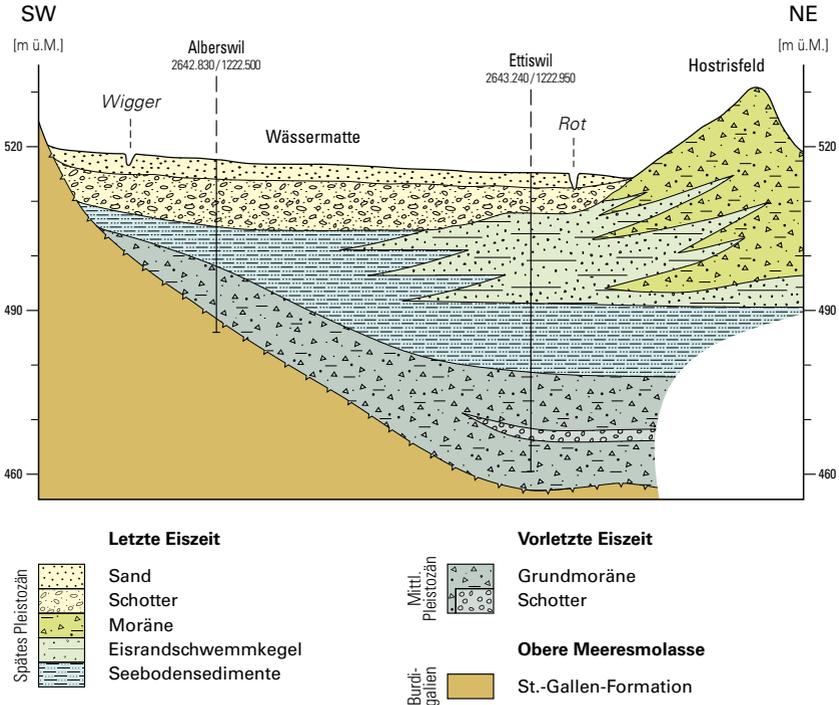


Fig. 28: Geologischer Querschnitt durch das Becken von Alberswil-Ettiswil-Wauwil (KANT. AMT FÜR GEWÄSSERSCHUTZ LUZERN 1984, leicht modifiziert).

Kiesgruben- und Bohraufschlüsse detailliert untersucht (ERNI et al. 1943, MÜLLER 1988, MÜLLER & SCHLÜCHTER 1997, AMREIN 2002) und sogar absolut datiert.

Das Lutherntal verkörpert dank der zahlreichen Grubenaufschlüsse und der erwähnten Datierungen für das Napfgebiet einen erstklassigen chronostratigraphischen Ankerpunkt.

Die Änziwigger fliesst durch ein enges, steil abfallendes Tal nach Hergiswil b. W., wo das Tal breiter und flacher wird. Auch die Buchwigger verkörpert einen Wildbach, der erst weit im Norden, bei der Scheimatt, in eine Alluvialebene übertritt. Die beiden Bäche vereinigen sich bei Willisau zur Wigger. Wegen der extramoränen Lage in Bezug auf das letzteiszeitliche Gletschermaximum und in Analogie zum Lutherntal könnten in den flacheren, aufgeweiteten Talabschnitten nördlich von Hergiswil b. W. bzw. der Scheimatt ebenfalls Sedimente des Zell-

Schotterkomplexes abgelagert worden sein. Die ältesten Teile dieser Talfüllungen hätten dann ebenfalls ein vorletzzeiszeitliches, mittelpleistozänes Alter. Eine wenig ausserhalb des nördlichen Kartengebietsrandes von Blatt Wolhusen (bei Koord. 2640.47/1218.10) abgeteufte Bohrung durchfuhr rund 4 m Silt und Sand, 16,5 m Kies und 1,5 m Moräne. Der Fels wurde auf ca. 563 m ü.M. erreicht. Eine Identifizierung des Kieses als Teil des Zell-Schotterkomplexes ist jedoch nicht möglich. Wegen der häufigen Hochwasser und der damit verbundenen starken Erosion ist zudem von einer wiederholten, mindestens teilweisen Ausräumung dieser Talfurchen auszugehen.

Seewagtal

Das Seewagtal zwischen Wolhusen und Willisau ist ein Taltorso, der das Flusssystem der Kleinen Emme von demjenigen der Wigger trennt. Der Fels liegt beim Pumpwerk Menznau auf 556 m ü.M. und bei Ischlagmatt am nördlichen Kartengebietsrand von Blatt Wolhusen auf ca. 525 m ü.M. Die Talfüllung ist bis 50 m mächtig (Taf. VII).

Bei Menznau wurde beim Bau der neuen Grundwasserfassung (Koord. 2645.800/1214.525) die folgende Schichtabfolge erbohrt:

0–2 m	siltiger Torf, zersetzt
2–9,6 m	toniger Silt mit organischen Beimengungen
9,6–15 m	lockerer stark siltiger Kies
15–27 m	hart gelagerter lehmiger Kies mit Steinen (Bachschutt)
27–37,6 m	hart gelagerter sauberer Kies mit Steinen, lokal verkittet
37,6–38,3 m	moränenartiger, sehr hart gelagerter leicht toniger siltiger Sand mit wenig Kies sowie Steinen und Blöcken bis 40 cm Durchmesser
38,3–40,5 m	Molassesandstein und -nagelfluh (Felsoberfläche auf ca. 556 m ü.M.)

Bei Daiwil (Koord. 2643.69/1216.38) zeigte eine Bohrung nahe der Talmitte die nachstehende Schichtabfolge (ergänzt nach LÄUPPI 1983):

0–1,5 m	siltiger Feinsand und toniger Silt mit organischen Beimengungen
1,5–7 m	feingeschichteter toniger Silt (Seeablagerungen mit holozänem Pollenspektrum)
7–12 m	kiesig-sandiger Deltaschotter
12–44 m	siltiger, z. T. lehmiger, z. T. sandiger Kies mit Steinen (Flussschotter)
44–46 m	Grundmoräne
46–48,5 m	sauberer Kies mit Sand und Steinen
48,5–51 m	siltig-sandige Grundmoräne
51–53 m	Molasse (Felsoberfläche auf ca. 531 m ü.M.)

Bei der Ischlagmatt (Koord. 2643.61/1217.91) wurde über dem in 33,5 m Tiefe liegenden Fels ebenfalls eine Grundmoränenschicht erbohrt. Sie weist eine Mäch-

tigkeit von 5 m auf. Darüber folgen 21 m Kies, 4 m Seebodensedimente und 3,5 m siltig-sandige Deckschichten.

Eine Schlüsselstelle bildet der unmittelbar südlich des Beckens Alberswil-Ettiswil-Wauwil gelegene Talquerschnitt Ausserstalden-Wydenmühle (ca. auf Höhe der Koordinatenlinie 1221, nördlich des Gebiets von Blatt Wolhusen). Hier ist in der auf der linken Talseite gelegenen Grube Rufswil-Schotter von letzteiszeitlichem Vorstossschotter des Aare-Reussgletschers überlagert (MÜLLER & SCHLÜCHTER 1997). Dieser Schotter ist seinerseits von letzteiszeitlicher Moräne bedeckt (FREY 1907, GERBER 1923a, ERNI et al. 1943, ZIMMERMANN 1963) und reliktsch auch auf der rechten Talseite (bei Koord. 2642.80/1220.75) zu finden (LANG 1991). Er dürfte ursprünglich eine zusammenhängende «Deckschicht» gebildet haben. Der Schotter in seinem Liegenden ist also vor dem LGM abgelagert worden. Da die Gletscher bei ihrem Vorstoss vor ca. 110 ka und vor ca. 65 ka (vgl. Fig. 22) wahrscheinlich eine geringere Ausdehnung als zur Zeit des LGM hatten (PREUSSER & GRAF 2002, PREUSSER & SCHLÜCHTER 2004, IVY-OCHS et al. 2008, KELLER & KRAYSS 2010, GAAR 2013), könnten die beschriebenen Grundmoränenreste im Seewagtal durchaus auf einen vorletzteiszeitlichen Gletschervorstoss zurückgehen. Im beschriebenen Profil der Wasserfassung Menznau ist der ab 15 m Tiefe erbohrte Schotter vorbelastet. Dies kann ebenfalls als Indiz dafür gedeutet werden, dass die unteren Teile der Talfüllung älter sind als der letzte Gletschervorstoss in diesem Tal. Über die oberen Teile der Trogfüllung sind wegen der wiederkehrenden Wechsel zwischen Erosion und Akkumulation und des Fehlens von absoluten Datierungen nur Mutmassungen möglich.

Flusssystem der Kleinen Emme

Zwischen der Einmündung der Fontanne und dem Molasseriegel beim Kloster Werthenstein fliesst die Kleine Emme auf wenig mächtigem postglazialen Schotter oder stellenweise auch direkt auf der Oberen Süsswassermolasse. Erst unterhalb der Rüt matt ist das Tal glazial übertieft und ausgeweitet. Die Talfüllung besteht hier aus bis über 65 m mächtigen Seetonablagerungen (inkl. Gletscherseemoräne), die von einer meist nur 3–4 m mächtigen jungen Schotterflur mit gut gerundetem, leicht siltig-sandigem Kies sowie von Schwemmsedimenten überdeckt sind. Im Liegenden des Seetons wurde mit einer bei Koord. 2653.56/1210.02 abgeteufte Spülbohrung auf ca. 60 m Tiefe siltiger Sand und Kies (umgelagertes Moränenmaterial?) mit einer Mächtigkeit von über 30 m angetroffen, und in einer unmittelbar am Rand des Gebiets von Blatt Wolhusen (Koord. 2655.030/1209.072) gelegenen Kernbohrung wurde zwischen dem Seeton und dem hier in 62 m Tiefe angebohrten Fels eine rund 2 m dicke Moränenschicht durchteuft.

Beim mächtigen Seeton handelt es sich um eine monotone Abfolge von grauem siltigem Ton mit dünnen Feinsandzwischenlagen und einigen eingestreuten

Geröllen. Sie dürften mehrheitlich gegen Ende der Letzten Eiszeit, beim Rückzug der Werthenstein-Zunge, entstanden sein (Littauer See, KOPP 1962). Es ist aber durchaus möglich, dass ein Teil derselben und die unmittelbar dem Fels aufliegenden Moränenreste aus einer früheren Eiszeit stammen.

Im Zuge von Voruntersuchungen für die Transitgasleitung wurden am südlichen Rand des Gebiets von Blatt Wolhusen bei Wilzigen und auf der Rütimatt nördlich von Ebnet einige Bohrungen abgeteuft. Die tiefste und bedeutendste liegt 130 m südlich des Gebiets von Blatt Wolhusen, im Nahbereich des letzteiszeitlichen Moränenwalls von Wilzigen (Koord. 2647.595/1205.870) und durchfuhr die folgenden Lithologien:

0–2,6 m	mässig siltiger Sand (Deckschichten)
2,6–3,55 m	<i>Hasle-Schotter</i> (q_{sHa}) schwach siltiger sandiger steiniger Kies
3,55–4 m	<i>Moräne der Letzten Eiszeit, verschwemmt</i> tonig-siltiger sandiger Kies mit eckigen Komponenten
4–10,65 m	<i>Rütimatt-Schotter, Vorstossschotter</i> (q_{sRu}) schwach siltiger sandiger Kies mit Steinen; Komponenten überwiegend schwach gerundet bis kantig
10,65–31,45 m	<i>Wilzigen-Seebodensedimente</i> (q_{sLW}) Fein- bis Mittelsand, untergeordnet auch Grobsand, unregelmässig wechsellagernd mit feinsandigem Silt mit Warvenschichtung (Oberkante auf ca. 705 m ü.M.)
31,45–35,80 m	<i>Grundmoräne, vermutlich Vorletzte Eiszeit</i> (q_m) schwach toniger, mässig bis stark kiesiger und steiniger Sand, Komponenten eckig

Die die Grundmoräne überlagernden Seebodensedimente wurden auch in einer Bohrung auf der Rütimatt (bei Koord. 2648.6/1208.7) auf einer Tiefe von ca. 716 m ü.M. angefahren. Dort wurden sie ebenfalls im Liegenden von einem Vorstossschotter angetroffen. In den Bohr- und Oberflächenaufschlüssen des dazwischenliegenden Gebiets können der Vorstossschotter, die Seebodensedimente und die vorletzteiszeitliche Grundmoräne fehlen, d.h. über dem Fels folgt dann direkt letzteiszeitliche Moräne und darüber der Hasle-Schotter (q_{sHa} , s. S. 142f.). Ob ein oder mehrere Seebecken existiert haben, ist unklar.

Die basale Grundmoräne besitzt wahrscheinlich ein vorletzteiszeitliches Alter. Ein letzteiszeitliches Alter ist aber nicht völlig auszuschliessen, da der Waldemmegletscher auch in einem frühen Stadium der Letzten Eiszeit noch bis an die Südgrenze des Gebiets von Blatt Wolhusen gereicht haben könnte.

Rottal (LU)

Über die seitliche Begrenzung, die Trogfüllung und die Trogtiefe des sich von Grosswangen über Buswil bis zum Brunauerberg hinziehenden Rottals ist nur wenig bekannt (vgl. LÄUPPI 1983, WILDI 1984). Es gleicht jedoch morphologisch auf-

fällig den grossen Talmulden des Reussgletschergebiets (Suhrental, Seetal) und ist zwischen Grosswangen und Ruswil 1500–2000 m breit (FREY 1907). Die Geländemorphologie und die wenigen im Gebiet von Blatt Wolhusen vorhandenen Bohrungen deuten auf die Existenz mehrerer übertiefer Becken hin, die durch Endmoränenwälle voneinander abgegrenzt sind. Das südlich von Ruswil gelegene Becken des Rüediswilermooses enthält ein grösseres Grundwasservorkommen. Zwei hier abgeteufte Bohrungen zeigen geringmächtige Überschwemmungssedimente über rund 20 m mächtigem Schotter und, direkt über dem Molassefels, hart gelagerte Grundmoräne. Die Alterszuweisung dieser Grundmoräne ist unklar: Sie kann ein vorletzzeitliches oder ein letzzeitliches Alter haben. Ein weiterer, ebenfalls mit einer Bohrung verifizierter aufgeschotterter Talabschnitt liegt im Bereich des Soppensees (s. Rottal-Schotter, q_{sRo}).

Spätes Pleistozän

Das Späte Pleistozän umfasst einen vollen Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus. Es beginnt mit dem Ende der Vorletzten Eiszeit und geologisch mit den erosiven und akkumulativen Umwälzungen und Anpassungen, die durch den entsprechenden Eiszerfall gesteuert wurden.

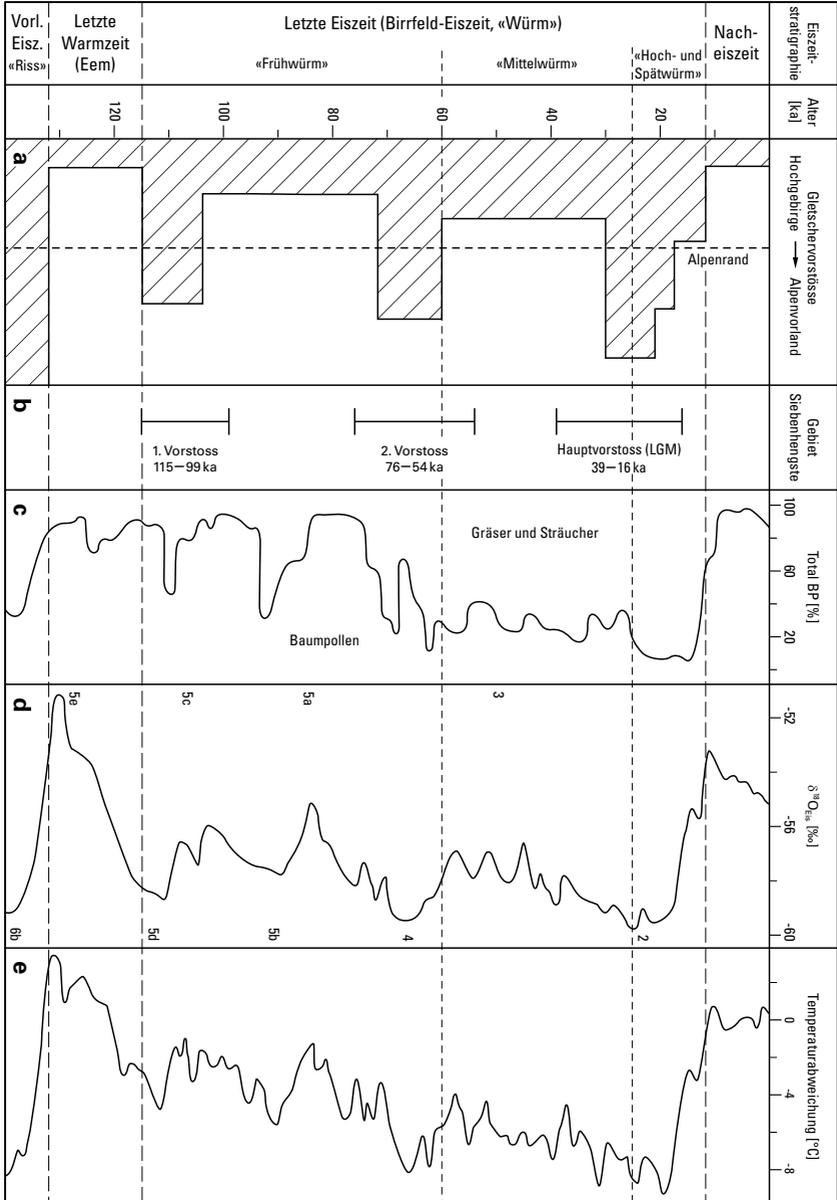
LETZTE WARMZEIT (EEM) - LETZTE EISZEIT

Die Letzte Warmzeit (Eem) ist ein wichtiger Bezugshorizont für die zeitliche Einstufung der quartären Lockergesteine im vorliegenden Kartengebiet, der durch pollenanalytische Untersuchungen in Kombination mit radiometrischen Altersbestimmungen gut definiert ist.

Im Gebiet der Blätter Langnau und Wolhusen sind keine datierten eemzeitlichen Sedimente nachgewiesen. Es kann jedoch nicht völlig ausgeschlossen werden, dass beispielsweise die Schüttung der Untergrabehüsli-Schotter (Atlasblatt Wolhusen) bereits im späten Eem eingesetzt hat.

Im Gebiet von Blatt Sumiswald und dem nördlich angrenzenden Blatt Langental ist der Zell-Schotterkomplex abgelagert worden. Dieser Schotterkomplex, «Zeller Schotter» nach KÜTTEL (1989a) kann in «Untere Zeller Schotter», «Mitte-

Fig. 29: Verlauf und Gliederung der Letzten Eiszeit: (a) relative Ausdehnung der verschiedenen Eisvorstösse. Die Zahl und das Ausmass der frühen Vorstösse ist umstritten und wegen der späteren Überprägung schwierig zu belegen; (b) Untersuchte und datierte Höhlensedimente aus der Beatushöhle, Gebiet Siebenhengste, Kt. Bern (HÄUSELMANN 2002); (c) Pollendiagramm aus dem Moorgebiet La Grande Pile, Frankreich (GUIOT et al. 1989, modifiziert); (d) $\delta^{18}O$ -Messungen an Kernen der antarktischen Eisbohrung Dome Fuji (KAWAMURA et al. 2007) mit Angabe der marinen Sauerstoff-Isotopenstufen (MIS); (e) Temperaturänderungen im antarktischen Eis des Dome Fuji (KAWAMURA et al. 2007).



re Zeller Schotter» und «Obere Zeller Schotter» gegliedert werden (MÜLLER & SCHLÜCHTER 1997). Diese informellen Bezeichnungen sind jedoch gemäss den Richtlinien zur stratigraphischen Nomenklatur des Schweizerischen Komitees für Stratigraphie (REMANE et al. 2005) nicht mehr zu verwenden. In den vorliegenden Erläuterungen werden deshalb, basierend auf REMANE et al. (2005) und GRAF & BURKHALTER (2016), die Bezeichnungen Gondiswil-Formation und Rufswil-Schotter für die «Mittleren Zeller Schotter» bzw. «Oberen Zeller Schotter» verwendet. Die unterste Einheit des Zell-Schotterkomplexes ist in der Region der vorliegenden Atlasblätter nicht dokumentiert. Auf deren formelle Neudefinition wird hier deshalb verzichtet. Die Gondiswil-Formation kann eindeutig dem Eem zugewiesen werden. Diese wurde im vorliegenden Kartengebiet einzig in der Bohrung Schweinbrunnen (WEGMÜLLER 1995) angetroffen. Bei den übrigen kartierten Vorkommen des Zell-Schotterkomplexes handelt es sich ausschliesslich um Rufswil-Schotter. Da die Gondiswil-Formation für die regionale Datierung jedoch von grosser Bedeutung ist, werden die wichtigsten diese Formation betreffenden Daten nachstehend zusammengefasst.

q_G Gondiswil-Formation («Mittlere Zeller Schotter» auct.)

Aufgrund der Kartierungen im Napfgebiet, der lithogenetischen Beziehungen zwischen einzelnen stratigraphischen Einheiten und der wenigen Altersbestimmungen gibt es nur eine Einheit, die eemzeitlich abgelagert worden ist: die Gondiswil-Formation. Diese nach der Typlokalität des Interglazials von Gondiswil (WEGMÜLLER 1992) benannte Einheit (im Gebiet von Blatt Sumiswald nur in einer Bohrung angetroffen; Koord. 2628.600/1216.175) ist auch faziell speziell ausgebildet: Ihre Fossilien führenden Ablagerungen mit Schieferkohle wurden durch ein mäandrierendes und nicht ein verwildertes Flusssystem gebildet (s. u.).

Im Gebiet der Zeller Allmend (Blatt Langental, Koord. 2636.5/1220.0) sind Lagen von Lignit (Schieferkohle) in der weiteren Umgebung der Typlokalität als Verlandungsbildungen in Totarmen (Oxbow Lake) der mäandrierenden Luthern entstanden. Das zur Zeit der «Unteren Zeller Schotter» aktive verwilderte Flusssystem (Braided River) wurde durch ruhig mäandrierende Flussläufe abgelöst, die ohne grosse und unregelmässige Materialschübe eine weite Schwemmebene aufbauten. Um Gondiswil und Umgebung kam es zur Bildung grosser Moore und Sümpfe, welche den Ursprung der ausgedehnten und mächtigen Schieferkohlelagen («Verlandungsbildungen und interglaziale Schotter mit Lagen von Schieferkohle» im Atlasblatt 79 Langenthal, GERBER & WANNER 1984) bildeten. Die organische Sedimentation im Raum Lutherntal-Zell-Gondiswil hat in einer frühen Phase der Letzten Warmzeit (Eem) begonnen. Diese ist pollenanalytisch in der Gondiswil-Formation nachgewiesen und als Interglazial von Gondiswil definiert. U/Th-Serien haben ein Alter von 132–115 ka vor heute ergeben (KÜTTEL 1989b, WEGMÜLLER 1992). Eine aus dem Profil Beerenmösl (Koord. 2633.175/1219.225/

649 m) stammende U/Th-Serie von sieben Proben lieferte ein mittleres, korrigiertes Alter von 115,7 ka vor heute für das Ende des Interglazials von Gondiswil. Diese Daten sind die einzigen radiometrischen Datierungen für die Letzte Warmzeit (Eem) im nördlichen Alpenvorland der Schweiz. Die Gondiswil-Formation mit den eingelagerten Lignit- bzw. Schieferkohlelagen bildet damit das einzige nachweislich warmzeitliche Lockergesteinsvorkommen des Napfgebiets. Die organische Sedimentation ist im externen Bereich des Schuttfächers der Gondiswil-Formation und im Rotbachtal sowie in den Talungen von Gondiswil und des Fischbachs durch die weitere Sedimentzufuhr aus dem Lutherntal gesteuert worden (Ablagerung des Rufswil-Schotter). Diese Zulieferung dauerte bis 47,9 ka vor heute an, lediglich unterbrochen von kurzen Zeiten mit erhöhtem feinkörnigem klastischem Eintrag (WEGMÜLLER 1992, MÜLLER & SCHLÜCHTER 1997). Im Beeremösl-Profil wurde die Torfbildung im oberen Teil mehrfach durch massive Einschwemmungen unterbrochen. Auch scheint es an seinem oberen Ende bis zu einem unbekanntem Ausmass erosiv gekappt zu sein. Der Rückgang der Vegetation in dieser Gegend zu Beginn des grossräumigen Vorstosses der Letzten Vergletscherung (LGM) hat die geologischen Verhältnisse ungünstig beeinflusst bzw. destabilisiert.

q_{vs} Verlandungsbildungen und Seebodensedimente

Der Untergrund im Talboden des oberen Rotbachtals von Weier über Häusernmoos bis gegen Dürrenroth besteht aus Seebodensedimenten und Verlandungsbildungen. Es handelt sich dabei um einen kleinräumigen Wechsel von Sand, Silt, Ton und Torf in wechselnden Mächtigkeiten. Eine Bohrung südlich von Häusernmoos hat gezeigt, dass diese Ablagerungen bis etwa 38 m Tiefe reichen und stellenweise Schottereinlagerungen enthalten (KELLERHALS 1974). Sie werden unterlagert von Moräne, die gemäss geoelektrischen Untersuchungen bis in 80 m Tiefe reicht. Darunter wird die Felsoberfläche vermutet. Weitere Bohrungen bei Weier zeigen oberflächlich mehrere Meter mächtige, relativ feinkörnige, klastische Sedimente, die als Stillwasserablagerungen angesehen werden sowie bis mindestens 80 m Tiefe reichende, vorwiegend siltig-kiesige Lockergesteine, die als Moräne interpretiert werden. Das Alter dieser Verlandungsbildungen und Seebodensedimente ist nicht bekannt. Eine Zugehörigkeit zum Zell-Schotterkomplex ist möglich (s. S. 106f., Profil Tschäppel-Gummematt).

Die oben beschriebene feinkörnige, durch den Aufbau der Luthern-Schuttfächer bei Hüs wil – Zell kontrollierte Stausedimentation dehnte sich in der gesamten sanften Talung von Hüs wil über Huttwil bis nach Häusernmoos und Weier aus. Die feinkörnigen, örtlich organischen Sedimente sind unter ruhigen Bedingungen in einem axialen Fliessgewässer abgelagert worden (im Gebiet von Atlasblatt Langenthal wurden diese Sedimente als «Verlandungsbildungen und interglaziale Schotter mit Lagen von Schieferkohle» bezeichnet, GERBER & WANNER 1984). Im

Osten kontrollierte die Luthern, im Westen der von den Dürrenroth-Schottern und noch weiter westlich von den Gammenthal-Schottern gebildete Damm die ruhige Akkumulation. Der Einfluss der Langete und der Wyssachen bei Huttwil wurde sicher erst nach 50 ka vor heute wirksam und war zu schwach für eine weitergehende Ausräumung (s. a. Gondiswil-Formation, q_G).

Im Gebiet der heutigen Wasserscheide zwischen Ibach (auf Luzerner Seite) und Langete/Nyffelbächli (auf Berner Seite) bei Huttwil gibt es in den Verlandungsbildungen und Seebodensedimenten zwei Aufschlüsse mit interessanten Datierungen:

Profil Galgenmoos

Das Profil (5,6 m tiefe Baugrube bei Koord. 2632.575/1218.475/667 m) ist für eine Hangfussituation auffallend standfest. Es ist lithologisch zweigeteilt: Unter 3,4 m dunkelgrauem geschichtetem leicht tonig-sandigem Silt mit vereinzelt, millimeter- bis zentimetermächtigen organischen Lagen, folgt 2,2 m rötlich- bis dunkelbrauner Torf von Schieferkohlequalität mit geringmächtigen braungrauen Siltlagen. Diese Abfolge ist direkt mit dem Profil Beerenmösli (WEGMÜLLER 1992) vergleichbar. Pollenanalytisch konnte nur der Torf bearbeitet werden, da die klastischen Hangendsedimente keine oder nur eine sehr schlecht bearbeitbare Pollenflora enthalten. Gemäss dem Vergleich mit den benachbarten Schieferkohleprofilen von Gondiswil-Zell ist der Torf aufgrund des darin enthaltenen Pollenspektrums einer Stadial-Interstadial-Abfolge der frühen bis mittleren Phase der Letzten Eiszeit zuzuordnen. Bereits der obere Teil des Torfs und besonders die klastische Deckserie zeigt ausgeprägte Hiatus. Von der Basis des Torfs sind zwei Proben für ^{14}C -Datierungen entnommen worden. Beide haben (konventionelle) ^{14}C -Alter von >50 ka BP ergeben. Lumineszenztests mit der IRSL-Methode weisen ab der Basis bis ca. 2 m Profiltiefe auf Alter zwischen 50–70 ka BP und im obersten Profilmeter auf solche zwischen 15–20 ka BP hin (PREUSSER & GRAF 2002).

Profil Tschäppel-Gummematt

Das Profil Tschäppel besteht aus einer 27 m tiefen Bohrung (bis auf den Fels) und einem 100 m südlich davon gelegenen Sondierschacht bei Koord. 2631.508/1216.740/681 m. Das Profil im Sondierschacht umfasst zwei Schichten: Die obere 1,5 m mächtige Deckschicht besteht aus siltigem Kies mit Sand und Ton und mit kiesfreien siltigen Sandlagen. Darunter folgen 2,9 m (= Sondierende) gut geschichteter, tonig-siltiger Sand mit grobstiger Schieferkohle mit klastischen und harten Zwischenlagen. Aushubfotos lassen auf eine sehr kompakte Lagerung dieser Stillwassersedimente schliessen. Aus den Schieferkohlelagen ist eine Probe zur ^{14}C -Datierung entnommen worden. Diese Probe ist im Labor der Universität Bern am Physikalischen Institut gemessen worden und ergab ein reproduzierbares ^{14}C -Alter

von >47,8 ka BP. Gemäss Bohrprofil reichen die Stillwasserablagerungen bis auf den Molassefels, der in 26,7 m Tiefe erbohrt wurde. Dieser Sachverhalt erlaubt eine (leicht spekulative) Interpretation: Unmittelbar östlich und nördlich der Sondierstelle ist Rufswil-Schotter in Form einer Terrasse kartiert. Die in der Sondierung erschlossene Schieferkohle (die Mächtigkeit wurde durch Erosion reduziert) ist mit der Schieferkohle der Talung Ibach – Rot (Atlasblatt Langenthal) zu verbinden. Am östlichen Talrand werden die feinkörnigen Sedimente vom Rufswil-Schotter abgelagert. Damit ist der genetische Zusammenhang zwischen dem Rufswil-Schotter und den Verlandungsbildungen und Seebodensedimenten nachvollziehbar.

Entsprechend vergleichbare Einheiten (auch in der zeitlichen Stellung) fehlen im Gebiet der Blätter Langnau und Wolhusen.

q_{sr} Rufswil-Schotter («Obere Zeller Schotter» auct.)

Nach der Letzten Warmzeit (Eem) kam es zu einer generellen Klimaverschlechterung. In der Folge wurde das dem Napf nördlich vorgelagerte Gebiet talübergreifend grossflächig mit schuttfächerartigen Schotterfluren überdeckt (WEGMÜLLER 1996, MÜLLER & SCHLÜCHTER 1997, S. 225).

Der obere Teil des Zell-Schotterkomplexes, der Rufswil-Schotter – nach der Typlokalität Rufswil im Lutherntal –, folgt als neue Schüttung diskordant auf die Gondiswil-Formation. Deformationsstrukturen und auffallende Umlagerungen sind am Kontakt nicht feststellbar. Über erosiv abgetragene Schichten der Gondiswil-Formation lässt sich nur spekulieren. Eine Besonderheit am Kontakt zwischen Gondiswil-Formation und Rufswil-Schotter war in den Kiesgruben von Rufswil und Hofstatt feststellbar: ein blaugrauer massiger feinkörniger Diamikt mit reichlich aufgearbeitetem Holz bis «Ladengrösse» und mit einem Leitgestein des Walliser Gletschers. Bei diesem Diamikt handelt es sich ganz offenbar um katastrophentypisch umgelagertes Material im Einzugsgebiet des Warmisbachs.

Das Dach des Rufswil-Schotters bildet ein sandiger Silt mit wenig Ton. Der Sandanteil beträgt 20 bis 30%. Die Genese dieses sandig-siltigen Sediments ist intensiv diskutiert worden: Handelt es sich um Löss oder um das Produkt einer einphasigen Hochflutwelle, welche das ganze Lutherntal erfasst hat? Jedenfalls bedeckt diese Schicht alle bekannten aufgeschlossenen Vorkommen der Rufswil-Schotter. Sie ist aber über das Lutherntal hinaus nicht bekannt und auf der Karte auch nicht dargestellt. Ihr Alter wurde auf 15 bzw. 20 ka datiert (PREUSSER et al. 2001, ÖZKAN 2008).

Diese Datierung ist von zentraler Bedeutung, auch wenn betreffend der Genese der Deckschichten noch viele Fragen offen sind (Löss oder Hochflutsedimente?). Sie stellt ein Minimalalter des Rufswil-Schotters dar. Dessen Maximalalter ist durch die Datierung der Gondiswil-Formation gegeben. Hier muss jedoch auf einen wichtigen Punkt betreffend dieser Datierung hingewiesen werden: Die feinkörnigen Deckschichten des Rufswil-Schotters sind entkalkt, also verwittert. Die-

se Verwitterung greift auch bis 1,5 m tief in das Dach des Rufswil-Schotters hinein (ÖZKAN 2008). Es stellt sich somit die Frage, ob der Rufswil-Schotter bereits vor der Ablagerung der feinkörnigen, lössähnlichen Deckschicht verwittert gewesen war. Die lithogenetischen Beziehungen zwischen diesen beiden Einheiten lassen dies vermuten.

Der Rufswil-Schotter ist ein locker gelagerter sandiger Kies und bis ca. 11 m mächtig. Generell sind die Korngrössen im Vergleich zum unteren und mittleren Teil des Zell-Schotterkomplexes grösser und erreichen bei Hofstatt bis 40 cm. Geröllpetrographisch dominieren mit ca. 45% quarzitisches Lithologien (Quarzite, Gangquarze, Hornsteine, Radiolarite); zu ebenfalls ca. 45% sind Kieselkalke, Sandsteine und wenige Dolomite vertreten. Die kristallinen Komponenten (Granite, Gneise) haben einen Anteil von ca. 10% an der Kiesfraktion. Im Überkorn sind praktisch nur Quarzite vertreten, was diese Schotter zu einem Quarzitrestschotter macht. Die Gerölle stammen aus der Nagelfluh der Napf-Formation.

Im Gegensatz zum unteren und mittleren Teil hat die Schüttung des oberen Teils des Zell-Schotterkomplexes auch die westlich der Luthern liegende Warmisbachrinne eingedeckt. Neben diesen Vorkommen ist der Rufswil-Schotter im Lutherntal, im Tal der Langete bei Huttwil und auf der östlichen Talseite der Wyssachen bei Schwarzenbach (Huttwil) kartiert worden. Der Willisau-Schotter im Gebiet von Blatt Wolhusen (MÜLLER & SCHLÜCHTER 1997, S. 223) dürfte ein Äquivalent des Rufswil-Schotters sein.

Im Sommer 2000 ist in der Kiesgrube Fiechten bei Hofstatt im Lutherntal ein 1,4 m langes Stosszahnfragment eines eiszeitlichen Mammuts geborgen worden. Der Fund wurde am Natur-Museum Luzern konserviert und ist jetzt dort ausgestellt. Der Fund ist insofern bedeutend, da es sich um ein grosses Exemplar handelt, mit einem Durchmesser von über 20 cm. Leider ist das Material kollagenfrei, so dass eine ^{14}C -Datierung nicht möglich war. Die stratigraphische Einstufung ist interessant: Lumineszenzmessungen unterhalb und oberhalb der Fundschichten deuten auf eine Herkunft aus dem oberen Teil des Zell-Schotterkomplexes (Rufswil-Schotter) hin. Die paläontologische Analyse des Fundes durch H. Furrer (Universität Zürich) und B. Engesser (Universität Basel) lassen auf ein Zahnfragment eines Wollhaarmammuts (*Mammuthus primigenius* BLUMENBACH) schliessen. Vermutlich handelt es sich um den Zahn eines männlichen Tieres, das eine Schulterhöhe von mindestens 2,70 m aufwies. Eine Dokumentation des Fundes stellte HOTZ (2007) zusammen.

q_{swi} Willisau-Schotter

Ausläufer des im extramoranen Bereich abgelagerten Willisau-Schotters (MÜLLER & SCHLÜCHTER 1997) finden sich am nördlichsten Rand des Kartengebiets von Blatt Wolhusen, bei Feld (Koord. 2640.0/1217.9/620 m) und bei Tälebach (Koord. 2642.25/1217.90/630 m). Sie liegen direkt der Molasse auf; die Aufschlüsse

sind jedoch schlecht. Bei Feld steht ein gut sortierter sandarmer siltiger Kies mit bis zu 15 cm grossen Nagelfluhgeröllen an.

Ein weiteres, sehr kleines Vorkommen findet sich ausgangs des Buechwiggertals, auf der linken Talseite bei Schluck (Koord. 2641.64/1217.16/665 m), rund 750 m von Tälebach entfernt. Es besteht aus leicht verkittetem sauberem sandigem Kies und bildet eine wenig prägnante Terrasse. Die Einregelung der Gerölle (Imbrikation) deutet auf eine Herkunft aus Süden hin. Kalkgerölle (bis 10 cm lang) sind relativ häufig und vereinzelt gekritzelt. Überdeckt ist der Schotter von feinsandreichem Schwemmmaterial. Er wird mit Vorbehalt ebenfalls dem Willisau-Schotter zugerechnet. Seine Lage auf 665 m ü.M. ist aber deutlich höher als die des benachbarten Willisau-Schotters. Da eine genetische Verbindung dieses Schotters mit der älteren Moräne (q_m) auf der gegenüberliegenden Talseite nicht völlig ausgeschlossen ist, käme auch eine Zuweisung zu den «Höhenschottern» in Frage. Wie KAUFMANN (1872) erwähnt, existierte auch auf der gegenüberliegenden Talflanke, im Hauenlochwald (2 km südlich von Willisau; vgl. Siegfriedkarte), eine Kiesgrube, «deren Material zweifelsohne der Quartärbildung angehört (S. 292) [...] wobei Sand und Steine in grober, stark nach Süd einfallender Schichtung durcheinander liegen (S. 377)». Die heutigen Aufschlussverhältnisse lassen jedoch eine Verifikation dieser Beobachtung nicht mehr zu.

Das auf 680 m ü.M. liegende Vorkommen von Unterhonegg (Koord. 2639.65/1217.90) wird trotz seiner vergleichsweise hohen Lage ebenfalls dem Willisau-Schotter zugerechnet. Hier wurde früher in einer kleinen Grube sauberer Schotter ausgebeutet. Dieser war gemäss dem ansässigen Bauern 3,8 m mächtig, locker gelagert und direkt dem Molassesandstein aufliegend.

q_{sD} Dürrenroth-Schotter

Im Rotbachtal zwischen Häusernmoos und dem Huttwilwald ist am südlichen Talhang aufgrund seiner Höhenlage der Dürrenroth-Schotter kartiert worden. Er ist nicht aufgeschlossen und nur aus Bohrungen bekannt.

Auffällig ist, dass er nur südlich des Rotbachs vorhanden ist, im Bereich der folgenden fünf Seitentäler und Gräben: Huebbachtal, Flüebachtal, Schnydersgrabe, Schweinbrunnengrabe und Wyssachtal. Alle diese Schottervorkommen weisen in ihrem oberen Teil eine zipfelartige Oberflächenform auf, wie dies für Schuttkegel typisch ist.

Der Dürrenroth-Schotter liegt zwischen dem Rotbachtal und dem Wyssachtal auf einer älteren Moräne (s. Profil 3, Taf. II). Die Auflagefläche des Dürrenroth-Schotters ist durch hydrogeologische Untersuchungen gut definiert (BÜRO WERNER 1992). Die im Vergleich zum hangenden Schotter feinkörnigeren und glazigen beeinflussten Sedimente wirken als Grundwasserstauer und werden hier als Gletscherseemoräne (Waterlain Till) interpretiert. Die Mächtigkeit des Dürrenroth-Schotters beträgt bis zu ca. 75 m. Vereinzelt sind feinkörnige klastische Sedi-

mente, die als Stillwasserablagerungen angesehen werden, im Dürrenroth-Schotter eingeschaltet. Die Tiefenlage des Molassefelsens ist im Bereich zwischen Rotbach und Wyssachen nicht bekannt.

Der einzige indirekte Hinweis auf das Alter des Dürrenroth-Schotter stammt aus der Umgebung des Hofes Schweinbrunnen, wo während des Ersten Weltkriegs im Zuge der Schieferkohleprospektion einige grössere Flöze entdeckt wurden (GERBER 1923a sowie unpublizierte Unterlagen der Bergbaukommission). 1985 wurde bei Koord. 2628.600/1216.175 eine 11,6 m tiefe Kernbohrung abgeteuft und palynologisch untersucht (WEGMÜLLER 1995). Das resultierende Pollendiagramm widerspiegelt die vegetationsgeschichtliche Entwicklung einer Warmzeit und den Übergang zur anschliessenden Kaltzeit. Die Warmzeit konnte als Eem (Gondiswil-Formation) identifiziert werden. Die im Profil Schweinbrunnen nachgewiesenen Pollenzonen korrelieren denn auch gut mit jenen der Profile Gondiswil und Beerenmösli (WEGMÜLLER 1995, 1997), wobei das Profil Schweinbrunnen nur noch einen kleinen Teil der beginnenden Letzten Eiszeit erschliesst. Die Ablagerung des Dürrenroth-Schotter begann somit zumindest im Gebiet von Schweinbrunnen in der Frühphase der Letzten Eiszeit. Da es sich bei dieser Bildung um einen grossräumigen Schuttfächerkomplex handelt, ist die feinkörnige Sedimentation, wie in der Bohrung von Schweinbrunnen nachgewiesen, bis in die Letzte Eiszeit hinein aktiv gewesen. Sowohl das Profil Schweinbrunnen als auch die weiter östlich gelegenen Bohrprofile beim Beerenmösli und Galgenmoos sind sowohl litho- als auch palynostratigraphisch als gekappt zu bezeichnen. Gemäss den Datierungen an Proben aus dem Profil Beerenmösli muss die Erosion vor ca. 50 ka eingesetzt haben.

q_{sM} Muttenfeld-Schotter

Im Gebiet des Zusammenflusses von Emme und Ilfis ist oberhalb der Ementaler Hauptterrasse eine Lockergesteinseinheit kartierbar, die ausgedehnte, jedoch erosiv überprägte Terrassen bildet, aber heute praktisch nicht mehr aufgeschlossen ist (Fig. 30). Ihre Typusregion ist das Muttenfeld südlich von Signau-Schüpbach (Koord. 2622.80/1196.45). Zeitweise ist der Schotter dieser Einheit bei Mättenbergfeld abgebaut worden. Die Korngrössenzusammensetzung des Materials (feinanteilreicher sandiger Kies) hat keine weiteren Abbaupläne beflügelt, was in Anbetracht der einfacher zugänglichen und materialmässig kostbareren «Höhenschotter» in der unmittelbaren Umgebung auch verständlich ist.

Wichtig ist der Muttenfeld-Schotter jedoch wegen den darin eingelagerten feinkörnigen Hochflutsedimenten und Schieferkohlen. Letztere sind intensiv untersucht worden (WELTEN 1982). Die Entdeckung der Schieferkohle geht auf den Strassenbau im Fraueygraben von 1922 zurück (GERBER 1923b, S. 493). E. Gerber beschreibt dort ein ca. 7 m mächtiges, durch den Strassenbau aufgeschlossenes Profil, das mit einem 5,5 m tiefen Schacht verlängert worden ist, bis die Sondierung



Fig. 30: Typische Emmentaler Landschaft mit ausgeprägten Terrassen unterschiedlicher Niveaus. Blick von Langnau Richtung Südosten. 1 = Muttenfeld-Schotter; 2 = Emmental-Schotter; 3 = rezente Alluvion. Die Terrassen mit Muttenfeld-Schotter (1) liegen hier gut 30 m über der Emmentaler Hauptterrasse (2). Foto O. Kempf, 2012.

wegen Wasserandrangs aufgegeben werden musste. Im gesamten Profil sind fünf bis 40 cm mächtige Schieferkohlelagen erschlossen worden. Das von GERBER (1923b) beschriebene Profil ist insofern von Bedeutung, als er eine 1,5 m mächtige «lössähnliche Deckschicht» erwähnt, die 1 m dicken verwitterten sandigen Schotter (aus umgelagerter Nagelfluh) überlagert. Mit der Aussicht, das Alter der Schieferkohlen mit der ^{14}C -Methode bestimmen zu können, hat M. Welten mit der «Arbeitsgemeinschaft zur Revision des bernischen Quartärs» 1958 die Schieferkohlen im Frauezgraben aufgraben lassen. Diese Sondierung musste aber in 4,2 m Tiefe wegen eindringendem Wasser aufgegeben werden. Es wurde zwar etwas «humoser Lehm» mit Schieferkohleflözchen nachgewiesen, doch blieb die Sondierung und deren Auswertung unbefriedigend. Zwei Einzelheiten zur Aufgrabung 1958 bleiben erwähnenswert: Der Kontakt zwischen den Schieferkohle führenden feinkörnigen Schichten im Liegenden und dem Schotter darüber ist ausgesprochen relie-

fiert, also erosiv. Und die petrographische Zusammensetzung des Schotterers hat «Quarzrestschotter-Charakter» mit 66 Quarziten neben nur zwei exotischen Graniten und einem Radiolarit. Es dürfte sich hier um intensiv verwitterte und umgelagerte Molassenagelfluh handeln.

In der Folge liess M. Welten zwei Bohrungen abteufen: 1978 die Bohrung Mutton-Signau II bis 18 m Tiefe und 1979 die Bohrung Mutton-Signau III bis in 17 m Tiefe. Geologisch sind die beiden Bohrungen II und III interessant (Fig. 31): In der Bohrung II folgt unter einem 2,4 m mächtigen Boden bis in 7 m Bohrtiefe rotbrauner siltiger Sand (Lehm) mit Steinen (verwitterter Schotter?). Eine solch tiefe Verwitterung – falls es sich denn bis in 7 m Tiefe um eine durchgehende, ungestörte Pedogenese handelt – wäre auf einer letzteiszeitlichen Einheit nicht möglich. Das erbohrte Material muss folglich ein prä-letzteiszeitliches Alter aufweisen oder in den obersten, nahezu pollenfreien 7 m stark gestört sein. Es ist denkbar, dass die ursprüngliche Verwitterungsschicht durch Hangbewegungen beeinflusst sein könnte.

In der im Hangbereich abgeteufenen Bohrung III ist von 16,2–17 m Tiefe «steinig-kiesiges Material» erbohrt worden, das «schlecht erbohrbar» gewesen ist (anstehende Nagelfluh oder verkitteter Schotter). Die darüber folgenden 8,9 m der Bohrung III bestanden aus pollenfreiem grauem bis braun-erdigem sandigem Kies, in welchem WELTEN (1982, S. 140 f.) die eemzeitliche Verwitterung bzw. einen Paläoboden vermutete. Die feinkörnigen Stausedimente mit Schieferkohle finden sich hier in 2,8–7,3 m Tiefe.

In allen drei Sondierungen von M. Welten sind Schieferkohlelagen bis knapp 50 cm Mächtigkeit auf vergleichbaren Koten gefunden worden. Die Resultate der Pollenanalyse sind jedoch ernüchternd: kein Pollensignal aus der Letzten Warmzeit (Eem), keine Weisstannen-Pollen und Eichen-Mischwald-Pollen sowie viele pollenfreie Abschnitte, die sehr kalte Verhältnisse oder Verwitterung dokumentieren. Bereits GERBER (1923b) hat die Schieferkohleprofile der Muttonterrasse mit der Wässerfluh im Glütschtal verglichen. Diesem Vergleich schliesst sich WELTEN (1982) an, damals noch in Ermangelung weiterer Vergleichsprofile. Doch sind im Wässerfluhprofil warmzeitliche Signale sehr wohl vorhanden, sogar die Buche (*Fagus* sp.) tritt dort auf, was einen einfachen, korrelativen Vergleich der beiden Lokalitäten grundsätzlich in Frage stellt.

An der Mutton-Schieferkohle sind am ^{14}C -Labor der Universität Groningen (heute Centre for Isotope Research of the University of Groningen) 23 ^{14}C -Datierungen (z.T. Wiederholungen an der gleichen Probe) durchgeführt worden (VOGEL & ZAGWIJN 1967). Die jüngste Probe hat $28,44 \pm 0,17$ ka BP, die älteste $50,0 + 3,5/-2,0$ ka BP ergeben (konventionelle, nicht-kalibrierte ^{14}C -Alter). Diese Alter, vor allem diejenigen mit asymmetrischem Fehler, müssen wohl als Minimalalter eingestuft werden. Die Einzelheiten zu den Pollenanalysen und den ^{14}C -Datierungen finden sich ausführlich in WELTEN (1982). Es ist zumindest interessant, dass die erste ^{14}C -Datierung einer Probe von der Muttonterrasse nicht mehr diskutiert wird: E. Gerber hatte

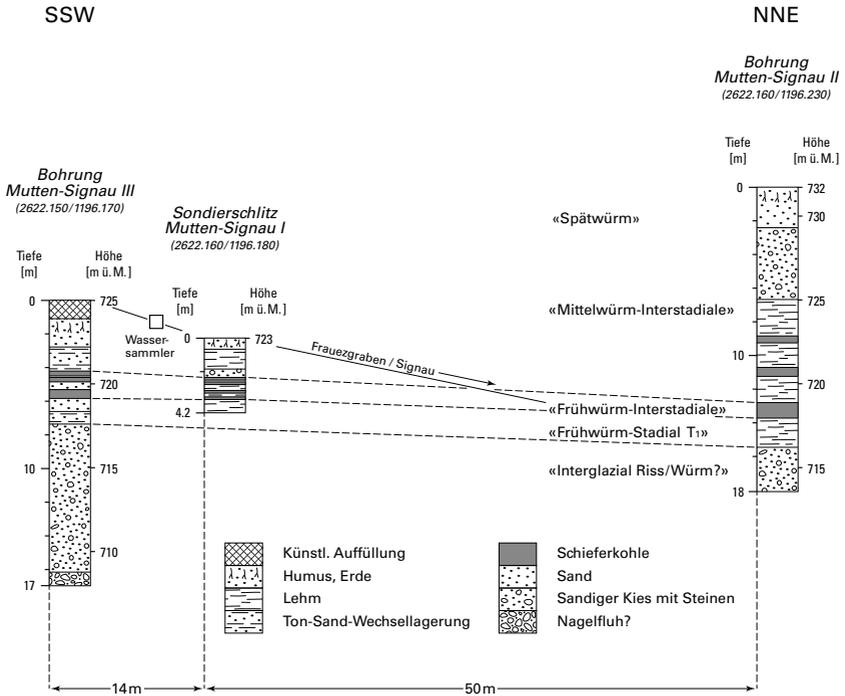


Fig. 31: Profile von Aufschlussgrabungen und Bohrungen bei Mutten-Signau, umgezeichnet nach WELTEN (1982). Die stratigraphische Zuordnung der Bohrung Mutten-Signau II stammt aus WELTEN (1982). Mit T₁ hat M. Welten die auf das Letzte Interglazial (Eem) folgende Vegetationsphase bezeichnet und sie als massiven Kälterückschlag interpretiert. Die entsprechende Schicht ist denn auch pollenleer. Darüber folgt eine interstadiale/stadiale Sequenz mit Baumpollenmaxima in der untersten und obersten Schieferkohle. Die Zuordnung zum «Interglazial Riss/Würm?» des unteren sandigen Kieses mit Steinen (nur eine Probe pollenführend) beruht auf dessen verwitterter, rotbrauner lehmiger Lithologie. Erschwerend für die Zuordnung der künstlichen Aufschlüsse in die heutige Landschaft ist der wahrscheinlich mehrphasige ehemalige Materialabbau (Lehm und Kies) im Frauegraben.

offenbar bei der ersten Aufgrabung eine Schieferkohleprobe entnommen und im Naturhistorischen Museum Bern deponiert. Sie ist als Probe B-219 am Physikalischen Institut der Universität Bern mit 32,6+1,0/-0,8 ka BP datiert und im Vergleich mit den neueren Datierungen in Groningen verworfen worden.

Die Diskrepanz zwischen der ¹⁴C-Datierung und der Lithostratigraphie ist durchaus mit der Verwitterung im Dach des Schotters erklärbar, indem die sich

verfestigende Schieferkohle durch absickernde, jüngere Huminsäuren «verjüngt» wurde. Hinzu kommt, dass die Schieferkohleprofile von Gondiswil und Beerenmösli (WEGMÜLLER 1995) zeigen, dass ab ca. 50 ka vor heute die organische Sedimentation durch feinkörnige Hangabschwemmungen erstickt worden ist. Weshalb sollte sich bei Mutten die organische Sedimentation weiterentwickeln, wenn sie im nördlichen Napfgebiet erstickt?

Die Datierung des Muttenfeld-Schotter ist, wie dargelegt, verwirrt, wie auch der festgestellte Polleninhalte. Hinzu kommt, dass über die Genese dieser Sedimente, mit Ausnahme jener in den Sondierungen im Frauezgraben, nichts bekannt ist. Zwar ist dort auf die Schieferkohle führende Schicht prospektiert worden. Aber sowohl die Hangend- als auch die Liegendsschichten sind kiesig, was zur Bezeichnung Muttenfeld-Schotter führte. Ob diese Schotterablagerungen ein- oder mehrphasig sind, ist nicht restlos geklärt. Nach WELTEN (1982) enthält das Profil Mutten-Signau III im Liegenden der feinkörnigen, Schieferkohle führenden Sedimente eine beträchtliche pedogene Schichtlücke. Da diese nirgends kartiert ist, wird der Muttenfeld-Schotter in der Karte als Einheit dargestellt; dies im Bewusstsein, dass ihr Aufbau zweigeteilt sein kann und dass die ^{14}C -Daten in der Grössenordnung wirklichkeitsnah sein können. Hier sei noch WELTEN (1982) zitiert (S. 139): «Das vermutete Alter [der untersten Schieferkohleschicht] liegt [gemäss der ^{14}C -Datierung] so hoch, dass auch durch eine Altersbestimmung die zuverlässige Entscheidung nicht herbeizuführen wäre». Ebenso offen ist noch die Frage nach der Beziehung der Muttenfeld-Schotter zu einem Gletschervorstoss. Auf dem Kärtchen von GERBER (1923b, S. 494) ist westlich des Frauezgrabens an der Terrassenflanke ein Findling (gemäss Legende der «Riss-Eiszeit») eingetragen, was für die Anwesenheit eines Gletschers während der Schotterablagerung spricht. Aber war der Gletscher bereits während der Ablagerung der feinkörnigen, Schieferkohle führenden Schichten in der Gegend präsent?

Andererseits führt uns der Muttenfeld-Schotter eine andere stratigraphische Herausforderung klar vor Augen: Werden sowohl die Interpretation der Pollendaten durch WELTEN (1982) als auch die ^{14}C -Datierungen als wirklichkeitsnah akzeptiert, so sind wir mit einem frühletzzeiszeitlichen Gletschervorstoss ins Mittlere Emmental konfrontiert. Was aber ausser jeder Frage steht, ist die Rolle dieses Schotter bei der Talbildung: Er ist vor dem Emmental-Schotter gebildet worden und jünger als die (grosse) Ausräumung nach der Ablagerung der «Höhenschotter». Der obere Teil des Muttenfeld-Schotter ist nach WELTEN (1982) jünger, der untere Teil älter als die Letzte Warmzeit (Eem), was die tiefgründige Verwitterung bei den Sondierungen im Frauezgraben dokumentiert. Allerdings muss wieder eingeschränkt werden, dass die bearbeiteten Profile Mutten-Signau I-III aus einem Gebiet mit gestörter Oberfläche stammen (ehemaliger Lehmbau). Die verwitterten und verlehnten lössähnlichen Deckschichten sind talgenetisch durchaus mit den Deckschichten auf dem Gammenthal-Schotter vergleichbar, was aber nicht als Alterskriterium herangezogen werden soll.

Ein Nachtrag zur Komplexität der Geologie des Muttenfelds: Bei der Suche nach dem von GERBER (1923b) kartierten Findling wurde im westlichsten Teil der Lockergesteinsterrasse und ca. 10 m über deren Fuss ein Grundmoränenaufschluss entdeckt und kartiert. Die Muttenfeld-Terrasse ist somit lithostratigraphisch noch komplexer. Ebenso bleibt die Altersstellung unklar, wie auch der StauhORIZONT der gefassten Quellen: Der StauhORIZONT kann der Molassefels (hier St.-Gallen-Formation) oder aber die neu festgestellte Grundmoräne sein.

q_{sRw} Rüdelswald-Schotter

Die Typlokalität dieser Schichten liegt südlich von Menznau (Koord. ca. 2646/1213). Hier sind in der Südflanke des Seewagtals zwischen Menznau und Tutensee in mehreren Bachtobeln teilweise verkittete Schotterreste mit darin eingeschalteten Sandlagen und -linsen erhalten geblieben. Es handelt sich um groben unsortierten Schotter mit angerundeten bis gut gerundeten Komponenten, dessen Oberkante bei ca. 660–680 m ü. M. liegt. Geröllgrößen von 5–30 cm herrschen vor. Einzelne Blöcke erreichen Größen bis 1 m. Das Geröllspektrum umfasst vor allem kalkreiches Moränenmaterial des Aare-Reussgletschers, Kristallingerölle sind selten. Die Basis dieses Schotters bildet sandig-kiesige Grundmoräne, die dem Molassefels aufliegt, das Hangende letzteiszeitliche Moräne und randglazialer Schotter (s. Untertreie-Schotter, q_{sU}). Diese Ablagerungen werden als Rüdelswald-Schotter bezeichnet¹.

Die vorhandenen, meist kleinen Aufschlüsse gewähren nur einen sehr beschränkten Einblick in die Gesamtheit des Schichtverbands und dessen Kontakte zu den angrenzenden Lithologien. Der grobe, schlecht gerundete Schotter deutet auf glazifluviatile, aus dem Nahbereich des Gletschers stammende Sedimente hin.

Dieser Schotter dürfte hauptsächlich durch die Kleine Emme und die Wigge geschüttet worden sein, die in dieser Zeit nach Nordwesten hin entwässerten. Der lokal ebenfalls vorhandene saubere Sand und Kies dagegen stammt wohl vom Burgacherbach, dem Kleinschwandbach und dem Rickebach. Diese Bäche verfügen über ein Einzugsgebiet, das vollumfänglich in leicht erodierbarer, sandsteindominierter Oberer Süsswassermolasse liegt. Ihre Schwemmkegel sind demzufolge stark sandig und führen vergleichsweise wenig kantiges Geröll.

Es ist denkbar, dass der beim Pumpwerk Menznau in der Talebene zwischen 557 und 580 m ü. M. erbohrte hart gelagerte Kies ein etwas älteres Äquivalent des Rüdelswald-Schotters darstellt, ähnlich den Verhältnissen bei den «Zeller Schottern». Die Gesamtmächtigkeit dieser Schotterakkumulation würde rund 100–120 m betragen.

Ein weiteres interessantes Vorkommen liegt zwischen Daiwil und dem Hof Ägeten. Im Zuge einer Wassersuche wurde hier am Nordrand des Tobels ein über

¹ Der Name «Rüdelswald» ist der Landeskarte 1:10 000 entnommen.



Fig. 32: Rüdelswald-Schotter (Koord. 2645.37/1214.29), mit gestörter Lagerung (Glazialtektonik).
Foto A. Isler, 2016.

6 m tiefer Schlitz abgeteuft. Dabei kamen unter verschwemmter Moräne mit teilweise gekritztem Geschiebe und einzelnen Erratikern sandiger Kies mit Steinen und Blöcken (Durchmesser bis 50 cm) sowie mehrere mächtigere Sandlagen zum Vorschein. Der Molassefels wurde nicht erreicht. Im Tobel selbst ist vor allem Hangschutt mit grobem, gut gerundetem Geröll vorhanden. Die Oberkante des Schotters reicht bis auf ca. 650 m ü.M. Eine durch den Wasseraustritt bei Koord. 2643.43/1216.43 ausgelöste Hautrutschung hat gezeigt, dass hier durchgehend Molassenagelfluh ansteht, die jedoch wesentlich kleingerölliger ist als der benachbarte Schotter.

q_{sUg} Untergrahühüsi-Schotter

Der Untergrahühüsi-Schotter ist im Bereich der südwestlich von Wolhusen gelegenen Grube Schwand, im Liegenden der grossflächig entwickelten Schwande-Seebodensedimente (s. S. 122f.), erbohrt worden. Seine Oberfläche liegt ungefähr auf 660 m ü.M. Es handelt sich um lokal leicht tonigen siltig-sandigen Kies, der mit

Silt- und Sandschichten wechsellagert (GEOTEST 1998). Dieser hier bis 40 m mächtige Schotter wird im ganzen Gebiet von Seesedimenten überlagert (Profil 8, Taf. IV). Das Liegende bildet sandig-siltige Grundmoräne.

Direkt einsehbar ist der Schotter im Tobel oberhalb von Untergräbehüsli (Koord. 2648.4/1209.9). Sein Hangendes bilden hier Seebodensedimente aus blauem Lehm. Dieser bedeckt den ganzen nördlich des Hofs Reukliweid gelegenen Hügelrücken und geht unterhalb von Guenegg in die Schwande-Seebodensedimente über. Die Aufschlüsse im Tobel lassen auf eine ältere, etwa Nord-Süd orientierte Talrinne mit einer Felskote von ca. 620 m ü.M. schliessen. Der Schotter ist hier von mittelpleistozäner siltig-sandiger Grundmoräne (q_m) unterlagert. Allerdings lässt sich nicht mit völliger Sicherheit ausschliessen, dass die ursprüngliche «alte» Rinnenfüllung während der Letzten Eiszeit teilweise durch jüngere Schotter ersetzt worden ist. Das südliche Ende dieser Rinne befindet sich beim Oberchappelbode, nahe der Mündung des Sagilibachs. Ob diese Rinne im Norden bis nach Schwande reicht, ist nicht bekannt. Es ist jedoch bemerkenswert, dass nördlich des Hofs Reukliweid (und östlich der Kleinen Emme) alle Felsaufschlüsse auf Höhen unterhalb von 650–660 m ü.M. liegen. Zudem erreichte auch die tiefste der auf der Hochebene niedergebrachten Bohrungen, die 40 m tiefe Bohrung bei Koord. 2648.623/1211.094, den Fels nicht. Die Felsoberfläche muss hier unterhalb von 658 m ü.M. liegen. Eine Fortsetzung der Rinne liegt deshalb zumindest im Bereich des Möglichen.

Gemäss STEINER (1926, S. 45) und VON SALIS (1967, S. 57) war zwischen Unterturm und dem Talknie bei Wolhusen früher direkt über dem Molassesockel der rechten Talseite (auf ca. 650–660 m ü.M.) bis 15 m mächtiger Schotter mit gut gerundeten, bis 50 cm grossen Geröllen aufgeschlossen («Alter Emmenschotter» nach STEINER 1926). Dieser ist heute grösstenteils überwachsen und nur noch ganz lokal, zum Beispiel an der Terrassenkante westlich von Unterturm, aufgeschlossen. Er dürfte ebenfalls Untergräbehüsli-Schotter repräsentieren.

Die Oberfläche der bei Willisau abgelagerten Schotterflur lag gemäss GERBER & KOPP (1990) vor dem letzteiszeitlichen Gletschermaximum auf ca. 620 m ü.M. und dürfte bei Wolhusen – abgeschätzt anhand des Gefälls der heutigen Talebene und unter Annahme einer mehr oder weniger zusammenhängenden Schotterebene – auf etwa 660 m ü.M. gelegen haben. Dies stimmt gut mit der Obergrenze des Untergräbehüsli-Schotters (Profil 8, Taf. IV) und des Rüdélwald-Schotters überein und kann als Argument für einen engen Zusammenhang und ein ähnliches Alter all dieser Schüttungen gewertet werden.

Die im Gebiet von Blatt Wolhusen beobachteten Einheiten des Rüdélwald-Schotters und des Untergräbehüsli-Schotters wie auch die im Folgenden beschriebenen Einheiten im Nahbereich des Aare-Reussgletschers und des Waldemme- und Entlegletschers sind ein charakteristisches Merkmal für diesen Teil des Napfgebiets: die akkumulativen und erosiven Wechselwirkungen einerseits zwischen Riedtalbach, Rickebach, Wiggere, Sulzigbach, Stäubligbach und Rümli mit

der Waldemme (Kleine Emme), und andererseits die Überlagerung durch die Vorgänge während des Vorstosses bzw. dem Abschmelzen der Gletscher im Stauraum um Wolhusen, welche entsprechend komplexe räumliche und zeitliche Beziehungen verursachen. Diese Komplexität mit völlig unbefriedigenden zeitlichen Kenntnissen sind auf diesen Teil des vorliegenden Kartengebiets beschränkt. Es ist bereits vorgängig auf diese eiszeitgeologische Exklusivität des Raumes Wolhusen hingewiesen worden. Besonders anspruchsvoll bzw. spekulativ ist die zeitliche Zuordnung der kleinräumigen Einheiten, insbesondere wenn sie, wie der Rüdewald-Schotter und der Untergrahbehüsli-Schotter, in direktem lithogenetischem Zusammenhang vorkommen und innerhalb der Ausdehnung der letzteiszeitlichen Gletscher liegen.

LETZTE EISZEIT

Mit den Gletschervorstössen während des letzteiszeitlichen Gletschermaximums (LGM) in den östlichen und nordöstlichen Teil des Gebiets der drei vorliegenden Kartenblätter wird einerseits die dortige kleinräumige eiszeitgeologische Komplexität und damit, andererseits, der Unterschied im Kartenbild zwischen dem Atlasblatt Wolhusen und den Atlasblättern Sumiswald und Langnau geschaffen.

In der Letzten Eiszeit erreichte der Walliser Gletscher das Gebiet der hier dargestellten Kartenblätter nicht mehr (FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, SCHLÜCHTER 2009 und Fig. 33). Hingegen waren der Waldemme- und der Entlegletscher weit nach Norden vorgestossen, und sie vereinigten sich etwa auf der Linie Neuhaus-Schniderhüsli-Stritweid-Staldigmoos-Egghüsli-Guggernell mit dem Aare-Reussgletscher.

Letzterer bedeckte den ganzen Nordostteil des Gebiets von Blatt Wolhusen und endete während des letzteiszeitlichen Gletschermaximums im Bereich des Seewagtals (LÄUPPI 1983, MÜLLER & SCHLÜCHTER 1997 sowie insbesondere die vorliegende Karte). Die zahlreichen Moränenwälle und die mit Schotter und Verlandungsbildungen gefüllten Zungenbecken der Letzten Eiszeit bilden in der Nordhälfte des Gebiets von Blatt Wolhusen die wichtigsten Landschaftselemente. Der letzteiszeitliche Aare-Reussgletscher umfasst im östlichen Napfgebiet die folgenden drei Teilzungen (Fig. 34):

- Werthenstein-Zunge: Der Brünig-Arm des Aaregletscher stiess via Vierwaldstättersee durch das Tal der Kleinen Emme bis nach Werthenstein vor und hinterliess einen tief ausgekolkten, mit Seesedimenten und Gletscherseemoräne (Waterlain Till) gefüllten Taltrog. Zu Beginn des Gletschervorstosses wie auch an dessen Ende bildete diese Zunge eine selbständige Eismasse. Zwischen Wolhusen und Werthenstein wurde sie durch die quer zur Talung vorgerückte Front des Rottal-Lappens abgeblockt.

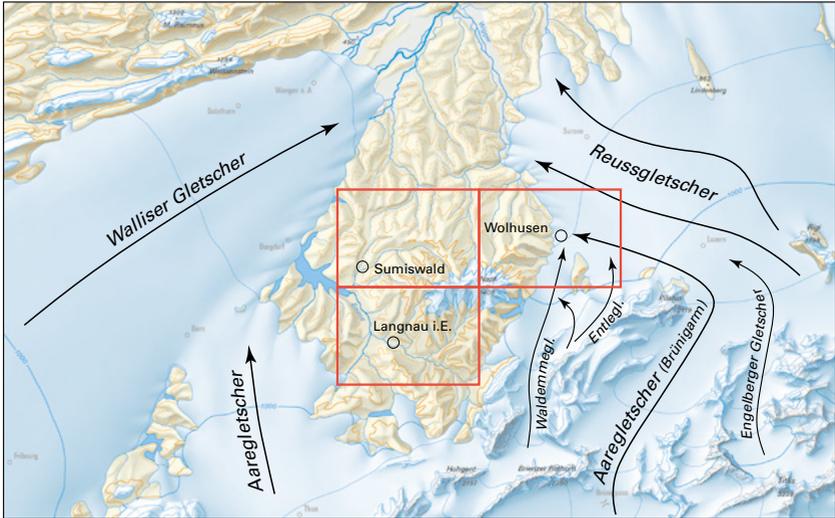
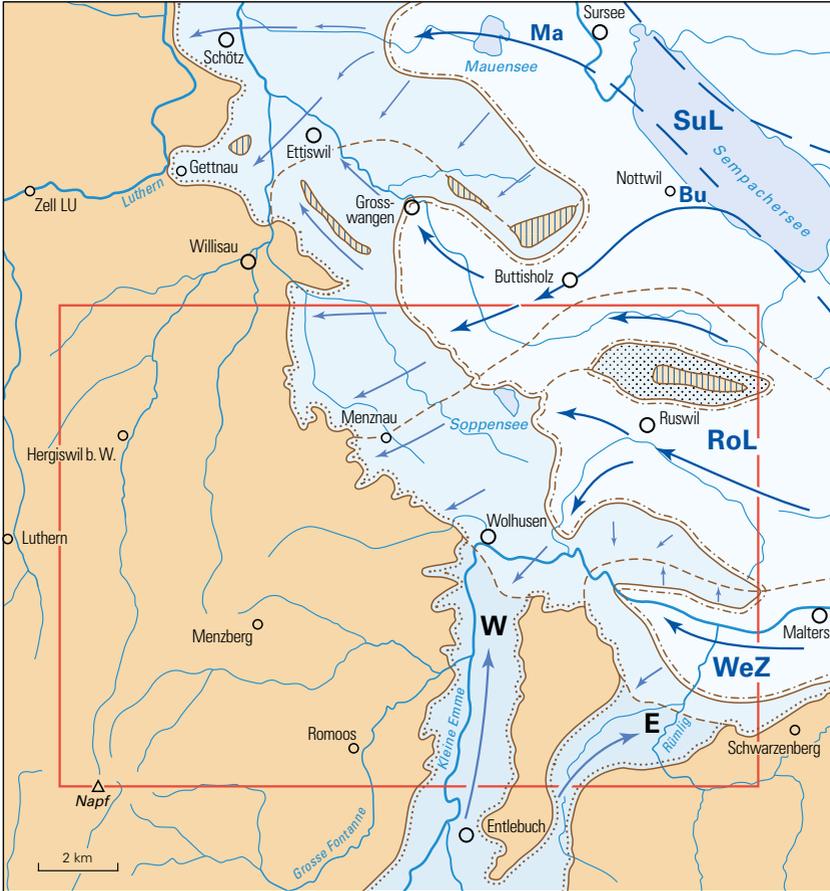


Fig. 33: Die Gletscherbedeckung während des letzteiszeitlichen Gletschermaximums. Ausschnitt aus SCHLÜCHTER (2009), modifiziert.

- Rottal-Lappen: Dieser von Luzern her vorstossende Teillappen des Reussgletschers reichte im Raum Wolhusen bis ins Gebiet Schwande–Egghüli und weiter westlich bis in die Südflanke des Seewagtals.
- Suhrental-Lappen: Am nördlichen Kartengebietsrand von Blatt Wolhusen floss das Eis aus dem Suhrental bei Buttisholz ins Rottal hinüber und drang längs der Linie Altimooos–Menznau bis ins Seewagtal und längs des Rottals ins Gebiet Grosswangen–Ettiswil.

Die Eisoberfläche lag im LGM bei Gettnau auf ca. 600 m ü. M., bei Wolhusen etwa auf 800 m ü. M. und am Nordabhang vom Fürhagge bei gut 900 m ü. M. Sowohl der 851 m ü. M. hohe Ruswilerberg als auch der 846 m ü. M. hohe Hinder Ämmeberg nördlich von Schachen waren weitgehend von Eis überdeckt. Zwischen Daiwil und Willisau ist die Lage des LGM-Gletscherrandes noch nicht restlos geklärt. Nach den Kartierungen von LANG (1991) steht die Kirche von Gettnau am damaligen Eisrand.

Das Änzi- und das Buechwiggertal sowie das im Gebiet von Blatt Sumiswald liegende Lutherental blieben eisfrei. Der Gipfel des Napfs trug dagegen kleine Kar-gletscher (SCHLÜCHTER 1987a, 2014, NINCK 2005 und Taf. IX). Da das Einzugsgebiet von Waldemme- und Entlegletscher grösstenteils in Gebieten mit wenig ver-



-  Maximale Eisrandlage im LGM
-  Eisausdehnung im Staffelbach-Stadium
-  Nunatak im Staffelbach-Stadium
-  Waldemmegletscher (W)
Entlegletscher (E)
-  Letzteiszeitlichen Eisrandlage
Triengen-Stand
-  Eisausdehnung im Triengen-Stadium
-  Nunatak im Triengen-Stadium
-  Gebiet ausserhalb der drei Hauptgletscher

Aare- / Reussgletscher

- SuL** Suhrental-Lappen
- Bu** Buttisholz-Diffuenz
- Ma** Mauensee-Diffuenz
- RoL** Rottal-Lappen
- WeZ** Werthenstein-Zunge

-  Fliessrichtung des Eises beim Vorstoss
-  Grenze zwischen den einzelnen Gletscherlappen und -zungen

-  Atlasblatt Wolhusen

witterungsresistenten Flysch- und Molassegesteinen liegt, war die Schuttführung nach HANTKE (1980) im Vorfeld dieser beiden Gletscher beträchtlich.

Im Folgenden werden die dem letzteiszeitlichen Gletschermaximum zugeordneten Einheiten im Gebiet von Blatt Wolhusen beschrieben. Vergleiche und mögliche Korrelationen mit Einheiten im letzteiszeitlich nicht vergletscherten Napfgebiet erübrigen sich.

Aare-Reussgletscher

q_{swe} Werthenstein-Schotter

In und um Werthenstein sind tiefliegende, mit Moräne bedeckte Schottervorkommen vorhanden. Im einzelnen handelt es sich um die folgenden Terrassenreste (von Westen nach Osten):

- Terrasse des Hofes Höchweid (Koord. 2649.70/1211.75; Fig. 35): Die Obere Süsswassermolasse (Oberkante auf ca. 570–580 m.ü.M.) ist hier von einem stellenweise verkitteten groben Kies überlagert. Wie STEINER (1926) beobachtete, sind die abgeplatteten, häufig bis 50 cm grossen Gerölle dachziegelartig eingeregelt und zeigen eine Fliessrichtung von Ost nach West auf, d.h. entgegen der Fliessrichtung des heutigen Flusses. Dieser Kies ist von lehmiger Grundmoräne überdeckt.
- Kleine Terrasse unmittelbar südöstlich des Werthensteiner Bahntunnels: Es handelt sich um eine Felsterrasse, die von lehmigem Kies überlagert ist.
- Terrassensporn beim Kloster Werthenstein: In einer hier angesetzten Bohrung des Kantonalen Tiefbauamts wird der auf 578 m.ü.M. angebohrte Fels von 3 m teilweise grobem Kiessand mit vereinzelt Steinen und Blöcken, von 0,6 m Silt-Sand mit Blöcken (letzteiszeitliche Moräne) und siltigem Sand (Stillwasserablagerung) überlagert. Der Kiessand wird dem Schotter der Terrasse von Wandele-Grütweid gleichgesetzt.
- Terrasse von Wandele-Grütweid (Koord. ca. 2651.00/1211.55): Diese Terrasse ist im Süden durch eine Steilwand begrenzt, die gut einsehbar ist. Die hier anstehende Nagelfluh der Oberen Süsswassermolasse wird auf ca. 570 m.ü.M. von grobem Schotter überlagert. Dieser ist seinerseits von zum Teil verschwemmter letzteiszeitlicher Moräne überdeckt.

Die oben beschriebenen Terrassen liegen auf einem Felssockel, dessen Oberfläche ca. 20–30 m über der heutigen Talebene liegt und die einen früheren, älteren Talboden markiert. Die heutige Talebene fällt zwischen Wolhusen und Werthenstein von 570 auf 550 m.ü.M. ab. In den beiderseits der Kleinen Emme gelegenen

Fig. 34: Letzteiszeitliche Eiskonfiguration des Aare-Reussgletschers und des Waldemme- und Entlegletschers.



Fig. 35: Die Höchweid-Terrasse, von Süden her gesehen. Foto S. Strasky, 2017.

flachen Terrassen liegt der Fels in nur wenigen Metern Tiefe. Die überlagernde rezente Alluvion ist durchwegs geringmächtig.

Das Alter des früheren Talbodens ist nicht bekannt. Der mehrheitlich grobe Schotter ist nur wenige Meter mächtig und von Moräne überdeckt. Er wird als Vorstossschotter interpretiert und ist von den Schmelzwässern der nach Westen vordringenden Werthenstein-Zunge des Aare-Reussgletschers abgelagert und nachfolgend mit Moräne eingedeckt worden. Die ältere Talfüllung dieses Talbereichs war zu diesem Zeitpunkt bereits praktisch vollständig ausgeräumt.

Der im Gebiet unterhalb der Höfe Mösli und Büelm abgelagerte Schotter und Sand ist dagegen jünger, da er Grundmoräne überlagert, selbst aber keine Moränenüberdeckung aufweist. Es dürfte sich um spätletzteiszeitliche bis holozäne Schuttkegel handeln (s. a. Büelm-Schotter, $q_{sBü}$, und Spätglaziale Bachschuttkegel, q_b).

q_{SLS} Schwande-Seebodensedimente, z. T. mit Warven

Die Schwande-Seebodensedimente (benannt nach dem Hof Schwande Neuhaus) bilden, wie die Kiesprospektion auf der südlich der Station Wolhusen gelegenen Hochfläche ergab (GEOTEST 1998), einen grossflächigen Stauhohizont auf ei-

ner mittleren Höhe von 670 mü.M. (Taf. V). Es handelt sich um siltig-feinsandige Seeablagerungen mit teilweise deutlicher Warvenstruktur und einer Mächtigkeit von 2 m bis über 15 m. In einer der Bohrungen fand sich darin ein grösserer Block (Drop Stone). Diese Seesedimente bilden im Hang nördlich der Grube eine leichte Verflachung und stehen auch südlich des Hofes Guenegg in geringer Tiefe an.

Der flache Rücken, auf dem der Hof Unterturm liegt (Pkt. 667 m), trägt eine Bedeckung aus fettem Lehm (der früher zur Herstellung von Töpferware abgebaut wurde) und Moräne. In einer Baugrube beim Hof Reukliweid fand sich ein etwa zwei Kubikmeter grosser Granitblock, der heute den Hausgarten schmückt. Dieser Lehm liegt auf gleicher Höhe wie die Schwande-Seebodensedimente und kann mit denselben verbunden werden. In seinem Liegenden steht sandiger Kies an (s. Untergrahühüsi-Schotter, q_{sUg}).

Die Schwande-Seebodensedimente belegen die Existenz eines grösseren Sees. Dieser wurde vermutlich von der Werthenstein-Zunge des Aare-Reussgletschers, die durch das Tal der Kleinen Emme vorsties, und den via Bielbachtal vordringenden Rottal-Lappen sowie den nach Wolhusen vorstossenden Waldemmelgletscher aufgestaut (Fig. 34) und rasch mit Sand und Kies gefüllt (s. Egghüsi-Deltasedimente, q_{dEg} , bzw. Obermoos-Schotter, q_{sOm}).

q_{dEg} **Egghüsi-Deltasedimente**

Die Egghüsi-Deltasedimente sind im Hangenden der Schwande-Seebodensedimente abgelagert worden und repräsentieren ein Delta, das – wie die an den Grubenwänden sichtbare Schrägschichtung zeigt – aus nordöstlicher Richtung geschüttet wurde. Das Delta kann mit der beim Hauptvorstoss der Letzten Eiszeit durch das Bielbachtal vorstossenden Zunge des Rottal-Lappens in Verbindung gebracht werden. Über den Foresets folgen horizontale Topsets und unregelmässig ausgedünnte Überflutungssedimente (Fig. 36). Beim weiteren Vorrücken der Gletscher wurde das Gebiet um die Grube Schwand mit Moräne des Aare-Reussgletschers (q_{mAR}) überdeckt.

Sammelprofil im Bereich der Grube Schwand

Das nachfolgende Profil fasst die Beobachtungen und Befunde zusammen, die innerhalb der Grube Schwand (Koord. 2648.95/1211.07) und in den unter die Grubensole hinabreichenden Explorationsbohrungen gemacht wurden (vgl. Taf. V):

Oberkante Moränenwall: ca. 712 mü.M.

ca. 6 m

Moräne der Letzten Eiszeit, verschwemmt (q_{mAR})

braunes, mit eckigen Steinen und Blöcken durchsetztes sandiges bis kiesiges Moränenmaterial mit lockerer Lagerung; einzelne Blöcke mit bis 1 m Durchmesser



Fig. 36: Egghüsli-Deltasedimente in der Grube Schwand. Blick auf die östliche Abbauwand. Von oben nach unten: letzteiszeitliche Moräne mit Blöcken, glazifluviatiler Kies und Sand, Egghüsli-Deltasedimente (Topsets und Foresets), Wandschutt. Foto R. Murer, 1999.

	<i>Egghüsli-Deltasedimente</i> (q_{dEg})
ca. 3 m	teilweise horizontal gelagerter brauner Sand mit Kies
1-ca. 3 m	horizontal gelagerter brauner siltiger Sand bis Feinsand und Silt (Überschwemmungs- und Stillwasserablagerung)
ca. 7 m	flach gelagerter sauberer steiniger Kies mit vielen Flyschsandsteinblöcken bis maximal 1,5 m Durchmesser, untergeordnet auch Kalk- und Kristallingerölle (Topsets)
ca. 25 m	schräggeschichteter sauberer sandiger Kies und kiesiger Grobsand, mit ca. 30° nach Südwesten bis Westen einfallend (Foresets); vereinzelt Steine bis 35 cm Durchmesser; lokal kleine Brüche (Setzungsbrüche); viele Kalk- und Kristallingerölle; im unteren Teil mit unregelmässiger Schichtung
ca. 2–6 m	<i>Schwande-Seebodensedimente</i> (q_{SLs}) feingeschichteter grauer Silt bis Feinsand mit warvenartiger Schichtung
20 + x m	<i>Untergräbehüsli-Schotter</i> (q_{sUg}) sauberer Sand und sandiger Kies, nicht schräggeschichtet; gegen unten mit zunehmendem Siltgehalt; vermutlich von vorletzteiszeitlicher Grundmoräne unterlagert

Felsoberfläche: tiefer als 644 m ü.M.

Die Schwande-Seebodensedimente liegen im Mittel etwa auf 670–680 m ü.M. Der darunter erbohrte glazifluviatile Untergräbehüsli-Schotter ist frühletzteiszeitlich (s. Untergräbehüsli-Schotter, q_{sUg}). Die basale Grundmoräne und der Molassefels (Taf. V) sind nicht erbohrt worden. Südlich des Grubenareals umfasst dieser Schichtstapel noch zusätzliche, leicht jüngere Kies- und Sandschichten, die ebenfalls siltig-sandige Einschaltungen (Überschwemmungs- bzw. Seebodensedimente) enthalten. Die gesamte Abfolge ist typisch für ein rasch verfülltes Eisrandbecken. Der basale Seeton zeugt von einer anfänglich sehr ruhigen Sedimentation im zuflussfernen Bereich des aufgestauten Sees. In der Folge gelangten mit dem kontinuierlich wachsenden Delta zunehmend auch gröberer Sand und Kies in die ursprünglich entfernten Seeteile. Der Südrand dieses Beckens kann im Schwanderholzwald oder noch weiter im Süden vermutet werden.

Südlich des Strässchens Egghof–Grossstei steigt die Oberfläche der Schwande-Seebodensedimente merklich an. Dies dürfte damit zusammenhängen, dass sich dieses Gebiet im distalen Bereich des Deltas befand, wo anstelle von Schotter und Sand Feinschlamm abgelagert wurde. Die weiteren in der Bohrung 96/5 (Taf. V) sichtbaren Unregelmässigkeiten im Schichtverband können mit Hochwasser und Seespiegelschwankungen sowie lokaler Erosion und Akkumulation erklärt werden (VAN HUSEN 1981). Es ist zudem möglich, dass sich darin der wachsende Einfluss des Waldemmegletschers manifestiert, von dem zunehmend Material nach Norden vorgetragen wurde (Obermoos-Schotter, q_{sOm}).

Die Egghüsli-Deltasedimente bilden im Bereich der Kiesgrube Schwand heute eine halbmondförmige, leicht nach Nordwesten geneigte Ebene mit einer Oberkante von 700 m ü.M. Diese Ebene ist durch eine Geländekante begrenzt, die ungefähr randlich des Mittelmoränenwalls (s.u.) verläuft und beim Rückzug des Aare-Reussgletschers entstanden ist. Südlich des Walls ist das Gelände treppen-

artig abgestuft. Die oberste Terrasse liegt auf ca. 720 m ü. M., die beiden mittleren auf 700 und 680 m ü. M. und die unterste auf 660 m ü. M. Diese Terrassierung dürfte beim LGM-Rückzug des Waldemmegletschers gebildet worden sein, durch Hinterfüllung und anschliessende Verschwemmung der Seitenmoränen (Eisrandterrassen). Nacheiszeitlich bildeten sich auf diesen Terrassen langgestreckte Moore. Ungefähr bei Koord. 2648.475/1210.550 wurden grössere Baumstämme gefunden. Beim weiteren Rückzug des Waldemmegletschers gelangte südlich von Obermoos der Hasle-Schotter zur Ablagerung (s. 142 f.), der im Gegensatz zu den Egghüslideltasementen keine letzteiszeitliche Moränendecke aufweist.

q_{sV} Vorstossschotter i. Allg.

Im nördlichen Teil des Kartengebiets von Blatt Wolhusen wurde bei Stettenbach (Koord. 2646.8/1217.3) von der SEAG eine Aufzeitbohrung abgeteuft, die das folgende Bohrprofil zeigte:

0–24 m	sehr grober schlecht gerundeter tonig-siltiger Kies (Moräne der Letzten Eiszeit)
24–36 m	gut gerundeter schwach tonig-siltiger Kies
36–45 m	idem, wechsellagernd mit graubeigem siltigem Ton (Wechsellagerung Schotter/Seeton)
45–54 m	graubeiger siltiger Ton (Seeton)
54–84 m	Nagelfluh und Sandstein der Napf-Formation (Obere Süsswassermolasse)

Die zwischen 24–45 m erbohrten Sedimente dürften Vorstossschotter repräsentieren, die hier in einen Eisrandsee geschüttet worden sind. Im südlichen Gebiet von Blatt Sursee steht solcher Vorstossschotter in mehreren grossen Kiesgruben an (GERBER 1994). Es ist noch ungeklärt, ob vergleichbarer Schotter auch weiter im Osten vorhanden ist, da innerhalb der Rottalrinne im Gebiet von Blatt Wolhusen bis heute nur wenige tiefere Bohrungen abgeteuft worden sind. Die Breite und Tiefe dieser Rinne war jedoch beträchtlich. Die vorhandenen Daten und Befunde sind bei den Beschreibungen der Polygenetischen Talfüllungen (S. 97 ff.) und dem Rottal-Schotter (S. 136 f.) zusammengestellt.

Bei dem in der ehemaligen Kiesgrube Märzhubel (Koord. 2647.60/1213.37) abgebauten Schotter handelt es sich möglicherweise ebenfalls um einen Vorstossschotter.

q_{mAR} Moräne (Till) des Aare-Reussgletschers

Die vom Aare-Reussgletscher in der Letzten Eiszeit deponierte Moräne besteht in der Regel aus grauem bis beigem tonigem sandigem Silt mit darin «schwimmenden» Geröllen, Steinen und Blöcken. Bei den grösseren Komponenten überwiegen helvetische Sedimentgesteine (rund 75 %), wobei Flyschsandstein und Kalk



Fig. 37: Letzteiszeitlicher Seitenmoränenwall Kantern–Egg–Mühlebach (Aare-Reussgletscher). Blickrichtung Nordosten. Am rechten Bildrand ist der Tannacher-Hof, im Talboden die Ortschaft Malters zu sehen. Das Strässchen vom Tannacher-Hof nach Kantern verläuft am linken Bildrand auf der Kammlinie des Moränenwalls. Foto S. Strasky, 2017.

den Hauptanteil ausmachen. Der restliche Viertel umfasst Kristallin (Granit, Granitgneis) und Metamorphite.

Der Walliser Gletscher hat das vorliegende Gebiet in der Letzten Eiszeit nicht mehr erreicht. Sämtliche Moränenwälle dieser Zeit stammen daher vom Waldeme- und Entlegletscher oder vom Aare-Reussgletscher (Werthenstein-Zunge, Rotal-Lappen und Suhrental-Lappen). Letzterer hat bei seinem Rückzug im nördlichen Teil des Gebiets von Blatt Wolhusen imposante Moränengirlanden zurückgelassen (Fig. 37). Diese belegen drei Stände, nämlich den Staffelbach-Stand (annähernder Maximalstand), den Triengen-Stand und den Sursee-Stand. Diese Moränenzüge lassen sich durch das ganze Mittelland bis in die Ostschweiz verfolgen (u. a. HEIM 1919, KNAUER 1954, ANNAHEIM et al. 1958, 1959, HANTKE 1959, 1980, JÄCKLI 1962a, GERBER 1994, PREUSSER et al. 2011).

Betreffend der Korrelationen herrscht im Grossen und Ganzen Einigkeit: Der Staffelbach-Stand entspricht im Grossraum Aargau–Zürich dem Mellingen/Killwangen-Stand, der Triengen-Stand dem Stetten/Schlieren-Stand und der Sursee-Stand dem Bremgarten/Zürich-Stand. Im vorliegenden, randlichen Gebiet bestehen aber bei der Korrelation noch einige erhebliche Unsicherheiten. Auch bezüglich der Abfolge und des Ausmasses der Vorstösse und des Abschmelzens gab und gibt es noch immer Meinungsverschiedenheiten. Für eine generelle Übersicht wird auf die Geologische Übersichtskarte 1:200 000 des Atlasblattes Wolhusen sowie auf RENNER (2011, Beil. 4) und GRAF et al. (2012, Abb. 9) verwiesen.

Bei der Beurteilung bzw. der Korrelation der Wälle gilt es zu beachten, dass sich in engeren Tälern (z.B. im Bielbachtal zwischen Ruswil und Werthenstein) selbst bei kurzfristigen Halten ausgeprägte Wälle bildeten, während bei fächerartig sich ausbreitenden Eismassen in der Randlage nur vage definierte Wälle abgelagert wurden.

Maximale Eisausdehnung im LGM

Die Wälle des Staffelbach-Standes markieren zwar einen Maximalstand, dieser ist jedoch nicht identisch mit der maximalen Eisausdehnung. Wie verschiedene, auch ältere Untersuchungen zeigen, reichten die Zungen der Hauptgletscher (Walliser, Aare-, Reuss- und Rheingletscher) im letzteiszeitlichen Gletschermaximum nämlich noch beträchtlich über die während eines länger dauernden Stillstands akkumulierten Endmoränenwälle hinaus (vgl. hierzu GRAF et al. 2012, Abb. 9). Dies ist beispielsweise auch im Gebiet um Gettnau (s. Geologische Übersichtskarte 1:200 000, Atlasblatt Wolhusen) der Fall, wo der Suhrental-Lappen des Aare-Reussgletschers in der Letzten Eiszeit bis zur Position der heutigen Kirche vorgestossen ist (LANG 1991, MÜLLER & SCHLÜCHTER 1997). Auch zwischen Wolhusen und Daiwil hat, wie die in der Südflanke des Seewagtals erhalten gebliebenen Eisrandablagerungen zeigen, das Gletschereis temporär über das Seewagtal hinweggereicht. So ist westlich von Daiwil (Koord. 2643.30/1216.35) Schotter aufgeschlossen, der von letzteiszeitlicher Moräne überlagert ist, die bis auf 690 mü.M. hinaufreicht.

Im westlich von Wolhusen gelegenen Äbnetwald (Koord. 2646.7/1212.9) ist diese maximale Eisrandlage durch auf 750 mü.M. gelegene Grundmoränenreste belegt. Im Gebiet Obermoos-Schwande hinterliess der Rottal-Lappen des Aare-Reussgletscher zwei unscheinbare, niedrige Moränenwälle. Der eine, längere, zieht vom Pkt. 678 m beim Hof Burst zum Hof Guenegg und endet zwischen den Höfen Grossstei und Feld. Wie eine auf diesem Wall abgeteufte Bohrung (GEOTEST 1998) zeigt, besteht dieser aus einer 2,7 m mächtigen Blocklage mit kantengerundeten bis eckigen Steinen und Blöcken, die von 1,5 m Sand und Kies überlagert und von siltig-sandigen Überschwemmungssedimenten unterlagert ist. Dieser flache Wall dürfte die Grenze zwischen dem Rottal-Lappen und dem Waldemmegletscher markieren. Der andere, etwas weiter nördlich beim Egghüslü liegende Wall ist in der benachbarten Kiesgrube Schwand (s. u.) angeschnitten und besteht aus einer maximal 6 m mächtigen Kieskuppe mit viel Steinen und Blöcken, die von glazifluviatilen Schotter und Sand unterlagert ist (s. Taf. V). Gemäss ANTENEN (1910) lagen hier früher auch zahlreiche erratische Blöcke, darunter auffallend viele Kalke und graue Gneise sowie Granite aus dem Aar-Massiv.

Entgegen der Ansicht früherer Autoren (STEINER 1926, VON SALIS 1967) handelt es sich dagegen beim ovalen Hügel östlich von Schwande Grosshof um keinen Moränenwall. Wie beim Bau der Erdgaspipeline sichtbar war, besitzt der Hügel

einen Molassekern, der von lediglich geringmächtigem Kies und Moräne bedeckt ist. Auch beim südlich von Schwande gelegenen Ärnihof ist ein Moränenwall vermutet worden. Beim Drainage- und Hausbau kam hier jedoch sauberer sandiger Kies, Feinsand und steiniger blauer Silt-Ton (Seebodensedimente/Grundmoräne) zum Vorschein.

Staffelbach-Stand¹ (q_{ms})

Wie die Wälle bei den Höfen Niederlehn, Oberfarnbüel und Eggischwand (ca. auf Höhe der Koordinatenlinie 1208) belegen, reichte das Eis des Aare-Reussgletschers südlich von Schachen über 2 km weit nach Süden ins Chesselbach-, Rümli- und Fischebachtal hinein. Diese Wälle werden mit den im Gebiet von Blatt Luzern gelegenen Wällen bei Gräf (früher Gräflingen) und bei Kapelle (früher Schluchtkapelle) korreliert, die den Maximalstand des Aare-Reussgletschers verkörpern (KOPP 1962). Sie wurden von der durch das Tal der Kleinen Emme in Richtung Wolhusen vorgestossenen Werthenstein-Zunge zurückgelassen. Gleichen Ursprungs ist auch die tiefer liegende, sehr markante Seitenmoräne von Kantern-Egg-Mühlebach (Fig. 37), die zum Triengen-Stand gehört. Es wird vermutet, dass diese Zunge bei Werthenstein auf den bis zur Kleinen Emme vorgestossenen Rottal-Lappen stiess.

Eine Sonderstellung nimmt der nördlich von Schachen gelegene Hinder Ämmeberg ein. Dieser Hügelrücken erhebt sich bis auf 856 m ü. M. und ist von zwei langgestreckten Wällen gesäumt. Gemäss HANTKE (1980, Abb. 125) schaute er im letzteiszeitlichen Gletschermaximum gerade noch knapp aus dem Eis. Es ist aber nicht auszuschliessen, dass er mindestens kurzzeitig vom letzteiszeitlichen Gletscher überfahren worden ist. Die Moränenbedeckung des Hinder Ämmeberg wird deshalb als letzteiszeitlich eingestuft.

Im Bacheinschnitt unterhalb von Grosshegen (Koord. ca. 2651.615/1208.300/870 m) wurde in der nur wenig verwitterten Moräne eine hart gelagerte, leicht siltige Sandeinschaltung mit angerundeten bis gerundeten Geröllen beobachtet, die Gastropodenschalen enthält. Es sind die einzigen quartären Fossilien, die im Gebiet von Blatt Wolhusen neu gefunden wurden.

Die durch das Rottal fächerartig nach Wolhusen und zum Seewagtal vorgestossenen Eismassen des Rottal-Lappens (Fig. 34) hinterliessen im Bereich der maximal erreichten Randlage nur sehr bescheidene Seitenmoränen (Wälle im Gebiet Obermoos-Schwande, s. o.). Deutlich in Erscheinung tritt dagegen ein Doppelwall, der dem Staffelbach-Stand des Suhrental-Lappens angehören dürfte. Es sind dies die östlich von Menznau gelegenen Wälle Schlatthof-Pkt. 673 m-Unterfinge und Bänihüsli-Geissstil. Die zwei langgestreckten Moränenrücken am Hinder

¹ Die korrekte Bezeichnung wäre Moränenstaffel von Staffelbach, da mehrere Wälle dem Staffelbach-Stand zugeordnet werden (Eisrandoszillation). Einfachheitshalber wird auf diese Bezeichnung verzichtet.

Ämmeberg (s. o.), 2 km nördlich von Ennigen, markieren die Grenze zwischen der Werthenstein-Zunge und dem Rottal-Lappen.

Die durchwegs runderlichen Formen der Geländerücken lassen ohne zusätzliche Aufschlüsse keine sichere Unterscheidung zwischen Drumlins und letzteiszeitlichen Wallstücken zu. Die Drumlins sind aus diesem Grunde nicht dargestellt.

REBER et al. (2014) bestimmten ^{10}Be -Expositionsalter von Findlingen im Raum Lenzburg (Wälle des mit dem Staffelbach-Stand zusammenhängenden Mellingen-Standes). Die Resultate zeigen, dass der Rückzug des Reussgletschers dort um ca. 22 ± 1 ka vor heute eingesetzt hat. Für das vorliegende Gebiet liefern die im Wauwilermoos durchgeführten Altersbestimmungen Hinweise auf den Beginn des Abschmelzens. Sandersedimente, die beim Mattenhof (südwestlich von Wauwil) im Bereich des inneren Strandwalls anstehen, ergaben ein Lumineszenz-Alter von $24,3 \pm 2$ ka (HEER 2014). Dies deutet auf einen mehr oder weniger synchronen Beginn der Abschmelzphase im Wauwiler Zungenbecken und im Aargau hin. Ein ebenfalls in der Nähe des Mattenhofs gefundenes Ericaceae-Holz (Heidekrautgewächs) lieferte ein ^{14}C -Alter von 18,13 ka cal BP (BECKMANN 2004). Dieses Alter ist aber mit Sicherheit einiges jünger als der effektive Beginn des letzteiszeitlichen Gletscherrückzugs (RENNER & ZGRAGGEN 2011).

Triengen-Stand (q_{mTr})

Das Rüediswilermoos bei Ruswil und die Moosächer markieren zusammen mit den sie umrandenden Moränenzügen zwei Substände des Triengen-Standes. Sie stellen ehemalige Zungenbeckenseen im Vorfeld des zurückweichenden Rottal-Lappens dar, die heute vollständig verlandet sind. Die markanten Moränenwälle von Chriesbaume, Wiprächti und Grofehuse–Vogelsang im Bielbachtal gehören zum gleichen Stand. Die Höhen des Ruswilerbergs dürften zu diesem Zeitpunkt wieder eisfrei und die Werthenstein-Zunge wieder vom Rottal-Lappen separiert gewesen sein. Der bei Koord. 2652.36/1210.73 an der steilen Molasseflanke aufgeschlossene Moränenrest (s. Hasewald-Schotter, q_{sHa}) wird als Rest der Seitenmoräne der vom Triengen-Stand zurückweichenden Werthenstein-Zunge interpretiert.

Der Bielbach stand wohl immer noch mit der nach Nordwesten durch das Seewagtal abfliessenden Kleinen Emme in Verbindung. Der im Tal von Walferdingen (1 km westlich von Werthenstein) und bei Rain abgelagerte Schotter (spätglazialer Bachschutt, q_{b}) besitzt keine Moränenbedeckung. Er wird als Rest von zwei spätletzzeitlichen bis holozänen glazifluviatilen Schwemmkegeln interpretiert, die durch den Bielbach geschüttet wurden. Die Rinne von Walferdingen ist in ihrem unteren Teil tief in den Fels eingeschnitten.

Der Suhrental-Lappen dürfte in dieser Zeit mit seinem südlichen Eisrand auf der Linie Stettenbach–Tambach–Soppensee gelegen haben. Der Seebach markiert eine ehemalige glaziale Abflussrinne längs des damaligen Gletscherrandes.

Besondere Erwähnung verdient der Soppensee. Die Besonderheit dieses Sees, eines Toteis- oder Eisrandsees, besteht in den darin abgelagerten, bis 8 m mächtigen Sedimenten. Diese bestehen zum grössten Teil aus Gytjtja mit biochemischen Warven. Darin eingeschaltet sind auch vulkanische Aschelagen (s. S. 213, Kapitel Ur- und Frühgeschichte, historische Objekte). Durch Auszählen der hellen Sommerlagen und der dunklen Winterlagen und zusätzliche ^{14}C -Datierungen an Pflanzenresten konnte festgestellt werden, dass die Bildung dieser Warven vor etwa 12,8 ka BP eingesetzt hat. Die untersten Schichten der Bohrung bestehen aus warvenfreiem siltigem Ton (Seebodenlehm) und sandig-kiesigen Lagen. Darin enthaltene pflanzliche Makroreste ergaben ein ^{14}C -Alter von $14,19 \pm 0,12$ ka cal BP (HAJDAS-SKOWRONEK 1993, STUMM & LOTTER 1995, FISCHER 1996). Dieses Alter stellt ein Mindestalter für den Gletscherrückzug in diesem Gebiet dar, da die Sedimentation im Seebecken möglicherweise durch Toteis beeinflusst war. REBER et al. (2014) haben denn auch für den mit dem Triengen-Stand zusammenhängenden Stetten-Stand ein Alter von $18,6 \pm 0,9$ ka ermittelt. Allerdings müssen die weit auseinanderliegenden Gletscherloben des Wauwilermooses und des Aargauer Reusstals keineswegs synchron zurückgeschmolzen sein.

Die Werthenstein-Zunge des Aare-Reussgletschers stirnte im Triengen-Stadium vermutlich ca. 1,5 km unterhalb von Werthenstein (s. Geologische Übersichtskarte 1:200 000, Atlasblatt Wolhusen sowie Hasewald-Schotter). In der südlichen Talflanke gehören der markante Seitenmoränenwall von Kantern-Egg-Mühlebach (Fig. 37) und der westlich davon bei Farnbüel gelegene Wall zu diesem Rückzugsstand. Die ursprünglich auf der Nordseite der Kleinen Emme vorhanden gewesenen Seiten- und Mittelmoränen sind wohl abgerutscht bzw. abgeschwemmt worden (HANTKE 1980, LÄUPPI 1983). Die auf dem Felssporn des Klosters Werthenstein erbohrten Seebodensedimente belegen die Existenz eines Eisrandsees, der sich in dieser Zeit vor der Gletscherstirn gebildet hatte. Ob die Kleine Emme im Triengen-Stadium immer noch nach Nordwesten durch das Seewagtal oder bereits gegen Osten hin abfloss, ist ungeklärt.

Sursee-Stand¹ (q_{mSu})

Mit dem Rückzug auf den Sursee-Stand hat der Aare-Reussgletscher das Gebiet des Kartenblattes Wolhusen praktisch vollständig verlassen. Einzig der kleine Wall in der Nordostecke des Kartengebiets sowie drei weitere Wallstücke beim Hof Hapfig an dessen Ostrand (Koord. ca. 2655/1213) werden diesem Stand zugewiesen. Unterhalb des Walls Kantern-Egg-Mühlebach, der zum Triengen-Stand ge-

¹ Die Moränenwälle des Spätglazials markieren Wiedervorstösse des Eisrandes mit nicht näher bekannter räumlicher Reichweite. Sie sind das geologische Produkt von klimagesteuerten, positiven Änderungen in der Massenbilanz des Gletschers während der allgemeinen Abschmelzphase. Datierungen von Blöcken auf diesen Wällen fixieren den Zeitpunkt der morphologischen Stabilisierung der entsprechenden Formen.

hört, existieren auf rund 600 m ü. M. drei weitere Seitenmoränenreste, die ebenfalls während des Sursee-Stadiums entstanden sind. Dieselben belegen, dass das Eis der Werthenstein-Zunge innerhalb des Gebiets von Blatt Wolhusen zu dieser Zeit noch immer eine Mächtigkeit von bis zu ca. 100 m aufwies.

Mit dem Rückschmelzen gelangte beiderseits der Werthenstein-Zunge verschiedenenorts Bachschutt- und Stauschotter sowie abgeschwemmte Seitenmoräne an den Eisrändern zur Ablagerung (Büelm-Schotter, $q_{sBü}$, s. u.). Diese Schotter dürften leicht unterschiedliche Alter aufweisen und könnten zum Teil auch nach dem Rückzug des Gletschers vom Sursee-Stand gegen zurückgebliebene Toteismassen geschüttet worden sein.

Im Suhrental entstand beim weiteren Rückzug des Aare-Reussgletschers der Sempachersee, aufgestaut hinter dem bogenförmigen Moränenwall von Mariazell. Der Sursee-Stand entspricht dem Zürich-Stand. Das Abschmelzen des Linth-Rheingletschers vor rund 18 ka führte zum Rückzug des Eises ins Zürichseebecken (PAVONI et al. 2015).

$q_{sBü}$ **Büelm-Schotter**

Im Talabschnitt Werthenstein–Ennigen wurde an mehreren Orten ca. 50–60 m über der Talebene Schotter und Bachschutt beobachtet. Diese Vorkommen bilden in der Talflanke terrassenartige Vorsprünge. Sie liegen alle im Bereich von Seitenbächen, die ins Haupttal entwässern. An den folgenden Stellen sind mehr oder weniger gute Aufschlüsse vorhanden:

- Ausgangs des Stäubligbachs: Beim Hof Schaufisfeld findet sich auf ca. 590–610 m ü. M. eine kleine Kiesterrasse. Sie erstreckt sich rund 300 m bachaufwärts und kann deshalb als Rest eines langgestreckten Bachschuttkegels interpretiert werden. Ein weiterer kleiner Schotteraufschluss liegt gegenüber auf der anderen Bachseite. Dieser Schotter ist, im Gegensatz zur nahen Terrasse von Wandele–Grütweid, nicht moränenbedeckt. Moräne steht aber im weiter südwestlich gelegenen Wäldchen an und liegt dort direkt der Oberen Süsswassermolasse auf. Sie ist graubraun gefärbt und enthält neben gekritztem Geschiebe auch einige kleine Erratiker. Es handelt sich um letzteiszeitliche Moräne.
- Ängelgrabe: Zwei weitere Kiesterrassen, in etwa gleicher Höhenlage, finden sich im Bereich der Höfe Schwändi und Ängelgrabe. Hier steht lockerer, mehrheitlich sauberer Schotter mit einzelnen, bis 50 cm grossen Sandsteinblöcken sowie Bachschutt an. Der randlich dieses Schotters (bei Koord. 2651/1211) gelegene Moränenrest kann als reliktsicherer Seitenmoränenwall oder als Stauchwulst interpretiert werden. Der Schotter ist nicht moränenbedeckt. STEINER (1926) beobachtete hier über dem Fels 10 m proximalen glazifluviatilen Schotter und darüber 10–15 m lockeren Bachschutt.



Fig. 38: Letzteiszeitliche (?) Grundmoräne an der Basis des Büelm-Schotters (Koord. 2653.40/1209.45). Foto A. Isler, 2018.

- Schofgrabe: Unmittelbar westlich des Schofgrabe ist zwischen 580–630 m ü. M. eine weitere kleine Schotterterrasse vorhanden. Der Schotter liegt direkt der Oberen Süsswassermolasse auf. Am Kontakt entspringt eine Quelle. Auf der anderen Seite des Bachs, beim Hof Dütscheberg, findet sich etwa auf gleicher Höhe ein äquivalentes, grösseres Vorkommen. Es handelt sich auch hier um Bachschutt und glazifluviatilen Schotter.
- Talflanke südlich von Schachen: Die hier auf einer Höhe von ca. 600 m ü. M. gelegenen Höfe Büelm, Hinter-, Mittel- und Vordermösli sitzen auf einer über 10 m mächtigen, morphologisch deutlich in Erscheinung tretenden Schotterflur mit grobem Kies und Sand. Beim Hof Staub steht in vergleichbarer Lage ebenfalls Kies an (mündl. Mitt. Anrainer). Soweit beobachtbar, weisen dieser Schotter und Sand keine Moränenbedeckung auf, ist aber von Moräne unterlagert (Fig. 38). Er kann aufgrund des Fehlens einer Deckmoräne als spätletzteiszeitlicher Bachschuttkegel und Schotter (abgeschwemmte Seitenmoräne) im Bereich der abschmelzenden Werthenstein-Zunge des

Aare-Reussgletschers interpretiert werden. Diese stirnte im Sursee-Stadium (vgl. Geologische Übersichtskarte 1:200 000, Atlasblatt Wolhusen) ca. 1,5 km unterhalb von Werthenstein und wies in der Gegend von Schachen noch eine Eisdicke von bis gegen 100 m auf. Zudem war die Talung vermutlich noch längere Zeit von einer Toteismasse ausgefüllt. Das Wasser aus dem Talabschnitt Wolhusen – Werthenstein bildete entweder vor dem Eis einen See oder floss subglazial nach Osten ab. Das beim Staubhof kartierte Vorkommen könnte, wie die Moränenaufschlüsse und die kleine glaziale Abflussrinne beim benachbarten Holzgut suggerieren, auch stark ausgeschwemmte Obermoräne darstellen.

Kennzeichnend ist, dass alle diese Schotterterrassen randlich von Seitenbächen auftreten und ca. 50–60 m über der Talsohle einsetzen. Der Werthenstein-Schotter hingegen, der stromaufwärts von Werthenstein auf einem tieferen Niveau abgelagert wurde, stellt Flussterrassen eines nach Westen abfliessenden Flusses (= Schmelzwasser der vorstossenden Werthenstein-Zunge) dar. Die im nördlichen Dorfteil von Werthenstein sowie westlich der ARA Blindei und bei Walferdingen kartierten Schuttkegel sind vermutlich etwas jünger als der Büelm-Schotter und werden dem Spätglazial zugeordnet.

q_{su} Untertreie-Schotter

Im oberen Teil des Strässchens Tutensee – Untertreie, am Waldrand beim Hof Untertreie und bei Koord. 2645.52/1214.03 steht teilweise schrägeschichteter, leicht gradierter und lokal verkitteter sauberer Kies und Sand an. Die Gerölldurchmesser betragen mehrheitlich 2–10 cm, mit vereinzelt Steinen und Blöcken. Dieser Schotter setzt oberhalb von 660–680 m ü. M. ein; die Aufschlüsse sind dürftig. Das Terrain weist jedoch oberhalb des Waldes eine deutliche Verflachung auf, was einen Hinweis auf ein vermutlich grösseres Lockergesteinsvorkommen darstellt. Diese Sedimente werden als randglazialer Schotter interpretiert, der beim Rückzug des Aare-Reussgletschers von seiner maximalen Randlege (auf ca. 730 m ü. M.) zwischen dem Eis und der steilen Felsflanke zur Ablagerung gelangte (Kameterasse). Im Liegenden dieses randglazialen Schotters bzw. der Kameterasse sind Reste von Grundmoräne zu finden. Diese liegen diskordant auf dem Rüdelswald-Schotter (s. S. 115) oder auf Molasse. Das Geröllspektrum des Untertreie-Schotters umfasst sowohl kalkreiches Moränenmaterial des Aare-Reussgletschers als auch aufgearbeitetes Molassematerial.

Im Tobel unterhalb des Hofes Untertreie wird die Obere Süsswassermolasse von einer kiesreichen Moräne mit bis 60 cm grossen Blöcken überlagert. Die meist 2–5 cm grossen, mittelmässig gerundeten Komponenten sind zum Teil stark verwittert. Neben Geröllen der Molasse sind auch helvetische Kalke sowie Granite des Aar-Massivs vorhanden. Der angrenzende Fels besteht aus horizontal liegen-

dem hellbraunem Molassesandstein mit schwarzen Oxidhäuten, der vollständig zu losem Sand desaggregiert ist. In diesen Ablagerungen werden die Reste einer ehemaligen Seitenmoräne des letzteiszeitlichen Aare-Reussgletschers vermutet. Bei etwa Koord. 2644.25/1215.15 finden sich weitere Wallreste.

Nordwestlich von Hinterälsenegg (Koord. 2643.89/1215.20/730 m) wurde in einer kleinen, heute aufgelassenen und überwachsenen Kiesgrube annähernd horizontal gelagerter, teilweise verkitteter, leicht siltiger sandiger Kies mit einzelnen bis 15 cm grossen Geröllen abgebaut. Der Schotter ist von siltig-sandigem Material überlagert, das einen 30 cm grossen Granitgneis-Findling enthält und als Moräne gedeutet wird. Diese Überdeckung mit Moräne macht die Zuweisung zum Untertreie-Schotter fraglich. Möglicherweise reichte der äusserste Gletscherrand im LGM aber tatsächlich bis zu dieser Stelle und fluktuierte leicht. Es ist aber auch denkbar, dass ein älterer Schotter oder stark verwitterte, moränenbedeckte Molasenagelfluh vorliegt.

Bei den südlich der Kronospan-Fabrik gelegenen Chastele-Höfen wurde ebenfalls mit Moräne assoziierter Schotter beobachtet; beim Bau der nahegelegenen Quelfassung wurde bis in 5 m Tiefe sauberer Schotter mit einzelnen Sandsteinblöcken angetroffen. Fels oder Moräne wurden nicht angegraben. Beim Neubau eines 200 m östlich der Quelfassung gelegenen Stalls kam ebenfalls Kies zum Vorschein. Noch etwas weiter östlich ist die Obere Süsswassermolasse von lehmiger Moräne bedeckt. Ob die Moräne auch im Liegenden des Schotters auftritt, bleibt ungeklärt.

Nordöstlich von Hütte (Koord. 2645.07/1214.15/730 m) existiert ein weiterer, kleiner Kiesaufschluss, der aufgrund seiner Position und Höhenlage ebenfalls dem Untertreie-Schotter zugewiesen wird.

Die Bildung des randglazialen Schotters dürfte wie folgt abgelaufen sein: Der Abfluss am Gletscherrand war im letzteiszeitlichen Gletschermaximum, bedingt durch die niedrigen Temperaturen und die weiter im Norden liegenden Gletschertore, sicher minimal bzw. erfolgte unter dem Eis und nahm dann in der Abschmelzphase rasch zu. Durch das Zurückweichen des Eises wurde die begrenzen- de Seitenmoräne in zunehmendem Masse destabilisiert und von den von Süden zum Gletscherrand hin entwässernden Bächen (Rickebach, Kleinschwandbach, Burgacherbach, Wiggere) durchbrochen und verschwemmt. Dort, wo zwischen dem Talhang und dem Eisrand Seen entstanden, wurde Deltaschotter abgelagert. In den übrigen Gebieten kam es zur Ablagerung von horizontal geschichtetem Schotter und Sand. Die zunehmende Entwässerung längs des Eisrandes führte zur Entstehung einer Kameterrasse, die mit abgeschwemmtem und umgelagertem sandigem Hangschutt sowie mit Moränenmaterial überdeckt wurde.

q_{sRo} **Rottal-Schotter** (Rückzugsschotter)

Beim Rückzug des Aare-Reussgletschers wurde in den eisfrei gewordenen Zungenbecken des nordöstlichen Gebiets von Blatt Wolhusen mächtiger glazifluvialer Schotter abgelagert. Dieser ist mehrheitlich mit einer dünnen Schicht von nacheiszeitlichen Sedimenten, beispielsweise mit Seeton, Schwemmsand, Lehm oder torfigen Ablagerungen, bedeckt und daher generell nicht aufgeschlossen.

Einen guten Einblick gewährte eine bei Elswil (Koord. 2646.3/1216.1/610 m) gelegene Grube, die heute aber praktisch vollständig rekultiviert ist. Hier wurde ein ca. 15 m mächtiger Schotterkörper abgebaut. Es handelte sich um einen locker gelagerten sauberen sandigen Kies mit Steinen und mit Sandlagen und -linsen. Die Gerölle waren kantengerundet bis gut gerundet, wiesen ein Aare-Reuss-Spektrum auf und erreichten ausnahmsweise bis 20 cm im Durchmesser. Im Liegenden befindet sich Grundmoräne. Gemäss Aussage eines ansässigen Bauern wurde früher auch weiter nordwestlich, bei Blochwil, gleichartiger Kies abgebaut.

Äquivalenter Schotter, teilweise grossflächig von Torf bedeckt, ist auch westlich von Wüschiswil, im Hetzligermoos und in den Moorgebieten nordöstlich der Rot vorhanden. Weitere Vorkommen finden sich beim Soppensee, im Gebiet östlich des Rüediswilermooses und im Bereich des Heiterbachs zwischen Riede und Hapfig. Diese drei Vorkommen sind durch bogenförmige Endmoränenwälle voneinander getrennt, die Zwischenhalte (Substände) beim Rückzug des Aare-Reussgletschers auf den Sursee-Stand markieren. Die spärlichen Bohrdaten, die diese Schotter erfassen, lassen sich wie folgt zusammenfassen (LÄUPPI 1983 und Bohrarchiv Kt. Luzern):

Brunnenbohrung bei Hapfig

Koord. 2654.5/1213.2

0–4 m	Sand und Lehm mit 0,5 m mächtiger Blocklage (Überschwemmungssedimente)
4–16,4 m	Sand und Kies, im oberen Teil mit Steinen und Blöcken (Rückzugsschotter)

Brunnenbohrung der WV Ruswil

Koord. 2653.18/1214.47

0–2,6 m	Silt mit wenig Sand und Kies und vereinzelt Steinen (postglaziale Überschwemmungssedimente)
2,6–23,3 m	leicht siltiger bis siltiger Kies mit Steinen und Blöcken; im unteren Teil weniger Steine und Blöcke (Rückzugsschotter)
23,3–23,9 m	hart gelagerter Silt mit Kies und Steinen (Moräne)
23,9–24,1 m	Sandstein der Napf-Formation (Obere Süsswassermolasse)

*Filterbrunnen Lochbachweid**Koord. 2652.51/1214.22/633 m*

0–3 m	Grobkies
3–9 m	Moräne (verschwemmt?)
9–22,5 m	Schotter
22,5–24,6 m	hart gelagerte Moräne
ab 24,6 m	Obere Süßwassermolasse

*Probebohrung beim Filterbrunnen Lochbachweid**Koord. 2652.389/1214.250*

0–19,5 m	Schotter
19,5–23 m	Moräne
ab 23 m	Obere Süßwassermolasse; die obere Moräne (s. Filterbrunnen) fehlt

*ARA Ruswil**Koord. 2650.84/1214.22*

0–13 m	Silt, teilweise sandig, mit wenig Kies und Steinen
13–23 m	Moräne

*Erdwärmesondenbohrung Soppensee**Koord. 2648.46/1216.00*

0–32 m	feiner Sand (verschwemmte Moräne; Seebodensedimente, q_{st})
32–52 m	Kies (Rottal-Schotter, Rückzugsschotter, q_{sRo})
52–68 m	Silt mit Kies (Moräne?)
ab 68 m	Nagelfluh

Im Hangenden dieser Schottervorkommen wurde, mit Ausnahme des isolierten Vorkommens in der Brunnenbohrung Lochbachweid, bis anhin nirgends letzteiszeitliche Moräne angetroffen. In allen Bohrungen findet sich jedoch eine direkt dem Fels aufliegende Moränenschicht. Es ist jedoch keineswegs gesichert, dass die im Zentrum des Rottal-Trogs über dem Fels erbohrte Moräne ein letzteiszeitliches Alter besitzt und die ganze Talfüllung aus spätletzteiszeitlichem Rottal-Schotter besteht.

 q_{sHw} Hasewald-Schotter

Unterhalb von Hasewald (Koord. 2652.36/1210.73/550–560 m) ist ein nahe der Talsohle gelegenes, von beige verwitterter Moräne bedecktes Schottervorkommen aufgeschlossen (Fig. 39), das im Bereich einer alten Abrissnische liegt (vgl. Sieg-



Fig. 39: Von hellbeiger Moräne diskordant überlagerter Hasewald-Schotter. Aufschluss im Steilhang bei Koord. 2652.36/1210.73; Blick gegen Osten. Foto A. Isler, 2017.

friedkarte von 1880). Es handelt sich um sauberen, relativ gut gerundeten Kies mit bis zu 10 cm grossen Geröllen, dessen Schichten leicht hangwärts einfallen und der diskordant von feinkörniger Moräne überlagert ist. Vermutlich erstrecken sich Relikte dieses Schotters, wie eine kleine, 1 km weiter östlich gelegene, wiederaufgefüllte Grube andeutet, bis nach Kierihaus.

Die überlagernde Moräne zeigt an mehreren Stellen wallförmige Erhebungen, die auf der Karte als Teilstücke einer ehemaligen Seitenmoräne interpretiert wurden, die den Triengen-Stand der Werthenstein-Zunge markiert (s. Geologische Übersichtskarte 1:200 000, Atlasblatt Wolhusen). Mit dieser Deutung, als nahe der Spitze der sich spätletzzeitlich definitiv zurückziehenden Zunge gelegener Seitenmoränenrest, kann plausibel erklärt werden, warum ein Moränen- und Schotterrest an einer solch exponierten Stelle nicht wegerodiert worden ist.

Der Hasewald-Schotter unterscheidet sich in seinem generellen Erscheinungsbild deutlich vom Werthenstein-Schotter (s. S. 121 f.). Die überwiegend gute Rundung, der geringe Feinanteil und die geneigte Schichtung (Fig. 39) deuten auf eine Ablagerung in einem glazifluviatil-lakustrischen Milieu hin.

*Waldemme- und Entlegletscher***q_{sRü} Rütimatt-Schotter** (Vorstossschotter des Waldemmegletschers)

Auf der wenig südlich des Sagilibachs gelegenen Rütimatt wurde für den Bau der Erdgaspipeline bei Koord. 2648.6/1208.7 eine 11 m tiefe Bohrung abgeteuft, die das folgende Profil lieferte:

0,4 m	Humus
0,4–3,6 m	mässig bis stark siltiger Sand, z. T. feinkiesig
3,6–5,0 m	<i>Hasle-Schotter</i> (q _{sHa}) sandiger steiniger Kies (Oberer Schotterkomplex)
5,0–5,3 m	<i>Moräne der Letzten Eiszeit, verschwemmt</i> leicht siltig-toniger steiniger kiesiger Sand
5,3–10,3 m	<i>Rütimatt-Schotter, Vorstossschotter</i> (q _{sRü}) sandiger Kies bis kiesiger Sand; vereinzelt Steine; Komponenten eckig bis kantengerundet (Unterer Schotterkomplex)
10,3–11,0 m	<i>Wilzigen-Seebodensedimente</i> (q _{sLW}) siltiger Sand (Oberkante auf ca. 715 m ü. M.)

Die gleiche Abfolge zeigte sich auch in der vor dem Moränenwall von Wilzigen abgeteuften Bohrung (vgl. S. 101), wo die Seebodensedimente an ihrer Basis in vermutlich vorletzteiszeitliche, direkt dem Fels aufliegende Grundmoräne (q_m) übergehen.

Der Rütimatt-Schotter lässt sich nur in den Bohrungen der Transitgas AG zweifelsfrei vom Hasle-Schotter abtrennen. Auf dem Atlasblatt Wolhusen ist er deshalb nur in diesen Sondierungen zu finden. Wegen der überwiegend eckigen bis kantengerundeten Komponenten wird er als Vorstossschotter des Waldemmegletschers interpretiert, der zu Beginn des LGM nach Wolhusen vorgerückt ist.

q_{sMe} Mettlen-Schotter (Vorstossschotter des Entlegletschers)

In einer alten Kiesgrube oberhalb von Mettlen (Koord. 2650.29/1206.75/860 m) ist eine rund 10 m mächtige Kiesbank aufgeschlossen, eingelagert in die ausgedehnte Moränenbedeckung der nördlichen Talflanke des Fischebachtals. Der schrägschichtete lockere saubere Schotter ist schlecht sortiert und mit Sandlinsen durchsetzt. Die bis 15 cm grossen Kieskomponenten sind mittelmässig gerundet. Der Schotter führt viele aus der Molasse und dem Flysch stammende Sandstein- sowie Kalkgerölle. Kristallingerölle fehlen praktisch völlig. Eine schwache Verfaltung der Schichten und eine kleine Verwerfung zeugen von glazialer Überprägung.

Etwas weiter südlich, bei Ränggweid (Koord. ca. 2650.2/1206.3), steht vergleichbarer Schotter an. Bei Pkt. 861 m ist die unterliegende, wohl vorletzteiszeitliche Moräne (lehmig-sandige Matrix, Gerölle mehrheitlich eckig bis kantengerundet, gekritz) aufgeschlossen.

Auch beim Lochhüsli (Koord. 2650.98/1207.40) und beim Hof Mistelegg (Koord. 2651.44/1207.92) findet sich in den Bachrungen moränenbedeckter, schlecht sortierter Schotter, und im Tobel westlich des Hofes Schniderhüsli ist auf ca. 840 m ü. M. vergleichbarer Schotter mit zahlreichen gekritzten Geröllen und Spuren eines Eiskeiles zu beobachten.

All diese Schotterrelikte dürften Vorstössschotter repräsentieren. Sie werden dem Entlegletscher zugeordnet, der frühletzteiszeitlich gegen Norden vorstieß und sich auf der Höhe des Schniderhüsli mit dem Aare-Reussgletscher vereinigte. Diese Zuordnung steht in Einklang mit den Seitenmoränenresten, die sich unterhalb der Bramegg vom Hof Unterschrot bis zum Hof Schniderhüsli dahinziehen.

q_{sOm} Obermoos-Schotter

Der Hof Obermoos liegt auf einer markanten Terrasse (Oberkante auf 720 m ü. M.), die als Schotterterrasse zu interpretieren ist. Die markante Terrassentreppe westlich dieses Hofes verkörpert eine Abfolge randglazialer Terrassen, die während des Rückzugs des Waldemmegletschers vom LGM entstanden sind. Die im Talhang zwischen Guenegg und Turmlöchli auf 670–715 m ü. M. austretenden, ergiebigen Quellen bestätigen das Vorhandensein von grösseren durchlässigen Schotterlagen oder kiesiger Moräne.

Einer der wenigen Aufschlüsse dieser Einheit liegt am Strässchen, das vom Hof Guenegg gegen Süden ins Chrachetobel führt (bei Koord. ca. 2648.57/1210.64). Hier steht verkitteter Schotter (mit Kalzitkrusten) und Sand an. Die Gerölle weisen Durchmesser von ≤ 10 cm auf. Gemäss Angabe des ortsansässigen Bauern war auch im Chrachetobel und in einer Baugrube beim Ärnihof temporär sandiger Kies aufgeschlossen, der als Betonkies verwendet werden konnte.

Es wird angenommen, dass dieser Schotter durch die Schmelzwässer des Waldemmegletschers abgelagert wurde. Eine genaue Abgrenzung gegen die weiter nördlich erbohrten und abgebauten Egghüsli-Deltasedimente ist wegen der fehlenden Aufschlüsse nicht möglich. Auf dem Atlasblatt Wolhusen sind die Gebiete der Egghüsli-Deltasedimente und der Obermoos-Schotter daher mit der gleichen Grundfarbe dargestellt, aber mit unterschiedlich farbigen Rasterpunkten und separaten Kürzeln versehen. Die Übergangszone wird im Bereich des zwischen den Höfen Guenegg und Egghüsli durchziehenden Mittelmoränenwalls vermutet. Zwei auf diesem Wall angesetzte Bohrungen zeigen nämlich einen vom nördlich davon gelegenen Gebiet markant abweichenden Schichtaufbau (GEOTEST 1998 und Taf. V).

q_{mWE} Moräne (Till) des Waldemme- und Entlegletschers

Das Dorf Doppleschwand liegt auf einem deutlich ausgeprägten Moränenwall. Dieser Wall veranschaulicht, zusammen mit dem Wall von Wilzigen (Atlasblatt Schüpfheim), den etappenweisen Rückzug des Waldemme- und Entleglet-

schers am Ende der Letzten Eiszeit (STEINER 1926). Die angrenzende Grundmoräne besteht aus leicht bindigem siltig-sandigem Kies mit vielen Steinen. Die letzteiszeitliche Moräne reicht im Entlebuch am südlichen Rand des Gebiets von Blatt Wolhusen bis auf rund 830 m ü.M. Beim Hof Graben riegelte der Waldemmegletscher beim Maximalstand einen kleinen Talkessel ab, welcher in der Folge mit Bachschutt verfüllt wurde.

Beim Hof Kellen (Koord. ca. 2647.50/1208.26) folgt über der Nagelfluh der Oberen Süsswassermolasse lehmige Moräne und ab ca. 690 m ü.M. ein sehr grober, locker gelagerter siltig-sandiger Kies mit vielen Steinen und Blöcken (z.T. >50 cm). Bei den Komponenten dominieren Sandsteingerölle. Der 1,5 km weiter nördlich im Tobel nordöstlich des Hofes Brach auf einer Höhe von 680–700 m ü.M. anstehende Schotter enthält lokal ebenfalls zahlreiche bis metergrosse, eckige Brocken von Molassesandstein und -mergel (STEINER 1926). Diese Ablagerungen werden, wie auch der unmittelbar beim Hof Brach gelegene kleine Moränenwall, mit dem letzteiszeitlichen Rückzug des Waldemmegletschers in Verbindung gebracht und als teilweise ausgeschwemmte Seitenmoränenreste interpretiert.

Zwischen der Rengg und dem Hof Schniderhüsli sind auf einer Höhe von ca. 940 m ü.M. (im Süden) und 850 m ü.M. (im Norden) Reste der linksufrigen Seitenmoräne des Entlegletschers erhalten geblieben. Es handelt sich um groben, unsortierten siltigen Kies und Sand, reich an Steinen und Blöcken. Am Ostrand des Gebiets von Blatt Wolhusen markieren zwei auf ca. 810 m ü.M. liegende, kleine Wälle bei Niederlehn und beim Bachhof den Grenzpunkt, wo während des LGM der aus dem Fischebachtal vorgedrungene Arm des Entlegletschers an seinem rechten Rand auf die Werthenstein-Zunge des Aare-Reussgletschers getroffen ist.

Der prägnante Wall östlich des Hofes Lochhüsli im Fischebachtal markiert einen Rückzugsstand des Entlegletschers. Das Geröllspektrum wird von Sandsteinen und Brekzien aus dem Flysch und aufgearbeiteten Molassegeröllen (Quarzite, Gangquarze, Kalk und Dolomit) dominiert. Die vorhandenen Kristallingerölle stammen aus der Molasse.

q_shi Hirzmatt-Schotter

Die besten Aufschlüsse dieses Schotters liegen im Tobel von Hirzmatt, rund 600 m westlich der Fontannemündung, zwischen 690 und 725 m ü.M. Es handelt sich um sauberen, lokal verkitteten Kies mit wenig bis viel Sand sowie vielen Steinen und einzelnen, bis 40 cm grossen Blöcken. Das Geröllspektrum umfasst praktisch nur Molassegerölle. Das Dach dieses Schotters wird durch ca. 3 m hart gelagerten gelben Sand mit wenig Kies gebildet (Überschwemmungssedimente?). Die hier vorhandene, nach Nordwesten einfallende Schrägschichtung (320°/12–20°) deutet auf eine Deltaablagerung hin.

Der beim Hof Zippenrüti auf 700–730 m ü.M. anstehende stark sandige Kies führt ebenfalls viele Steine. Er ist horizontal gelagert. Die Komponenten entstammen

ausschliesslich der Molasse. Auch dieser Schotter wird von gelbem Sand und grauem sandigem Silt bis Ton überlagert (Überschwemmungs- und Stillwassersedimente).

Vergleichbarer Schotter war auch unmittelbar westlich von Doppleschwand in einer auf ca. 740 m ü. M. gelegenen Grube aufgeschlossen. Die Grube ist heute vollständig renaturiert. STEINER (1926) beobachtete hier schief hangabwärts geeigneten, teilweise verkitteten sandigen Grobkies, den er als Deltaschotter interpretierte, der in einem Stausee im Tal der Grossen Fontanne zur Ablagerung gelangte. Das Geröllspektrum ist von Kalk und Sandsteinen dominiert. Eine Deckschicht fehlt. Die untersten zu diesem Vorkommen gehörenden Aufschlüsse liegen auf ca. 700 m ü. M., die obersten auf ca. 740 m ü. M.

Zwei weitere ähnliche Vorkommen wurden von ANTHAMATTEN (2004) entdeckt. Sie liegen ca. 1 km westlich von Doppleschwand bei Hochfuhren und im Hofurewald auf einer Höhe von 720–740 m ü. M. Der Schotter liegt direkt der Nagelfluh der Napf-Formation auf und unterscheidet sich von derselben durch die inhomogene Verteilung der Matrix, welche in einzelnen Linsen gänzlich fehlt, und durch eine gut ausgeprägte Schichtung.

Die Höhenlage dieses Schotters verlangt nach einem auf ca. 730 m ü. M. aufgestauten See. Bedenkt man, dass die Eisoberfläche des bis Wolhusen vorgerückten Waldemmegletschers bei der Fontannemündung auf ca. 800 m ü. M. gelegen hat (JÄCKLI 1962a, b, SCHLÜCHTER 2009), scheint es wahrscheinlich, dass dieser Gletscher den Aufstau bewirkt hat. Der aufgestaute See wurde in der Folge durch die zahlreichen Seitenbäche rasch mit Molassematerial zugeschüttet. Die Fontanne und die Kleine Emme wären dabei dem westlichen Gletscherrand entlang, streckenweise auch subglazial, in Richtung Wolhusen abgeflossen. Da die beschriebenen Schotterreste an recht exponierten Stellen erhalten geblieben sind, werden sie der Letzten Eiszeit zugeordnet, in der die Fontannetäler eisfrei waren, da der Waliser Gletscher das vorliegende Gebiet nicht mehr erreicht hat.

q_{sHa} Hasle-Schotter

Zwischen Entlebuch und Wolhusen ist auf der rechten Talseite eine ausgedehnte Schotterflur vorhanden, welche im Gelände gut verfolgbar ist. Sie ist mehr oder weniger eben und wird durch die Bacheinschnitte in voneinander getrennte Teilflächen aufgegliedert. Es fällt auf, dass die bei Hasle, d. h. rund 2 km südlich des Gebiets von Blatt Wolhusen einsetzende, mehr oder weniger ebene Schotterflur nördlich des Sagilibachs ausläuft und einem rundlich-welligen, coupierten Gelände Platz macht. Dieser morphologische Wechsel markiert die Grenze zwischen dem spätletzteiszeitlichen Hasle-Schotter, der keine Moränendecke aufweist, und dem letzteiszeitlichen, moränenbedeckten Obermoos-Schotter sowie den Egghüsli-Deltasedimenten.

Die talseitige Oberkante der Hasle-Schotterterrasse liegt etwa auf 700–730 m ü. M. Hangwärts gehen die Schotterflächen in ausgedehnte alte Bachschutt-

kegel über oder sind der letzteiszeitlichen Moränendecke angelagert. Dieser Schotter ist bereits mehrfach in der Literatur erwähnt worden (u. a. FREY 1907, ANTENEN 1910, MOLLET 1921, STEINER 1926, VON SALIS 1967). Der Name Hasle-Schotter wurde von SCHLUNEGGER et al. (2016) eingeführt. Einen guten Einblick in die Verbandsverhältnisse vermittelt das Sagilibach-Profil (s. Schwanderholzwald-Schotter, q_{sSw} , und Taf. IV).

Beim Hasle-Schotter handelt es sich um einen schwach siltigen, sandigen, zum Teil steinigen Kies mit Einschaltungen von siltigem, leicht kiesigem Sand. Die Gerölle sind generell schlecht gerundet und besitzen einen mittleren Durchmesser von 1,5–2 cm. Der Schotter ist teils locker, teils verkittet; einzelne Gerölle sind gekritzelt. Das Geröllspektrum umfasst im Bereich des Salzlochs¹ Quarzite, dunkle Kalke, Flyschsandsteine und Molassegesteine (FREY 1907, ANTENEN 1910, S. 87). Dieses Spektrum ist an sich typisch für den Waldemme- und Entlegletscher, doch sind gemäss ANTENEN (1910) zudem einige grössere, eckige Gneisblöcke aus dem Erratum des Aare-Reussgletschers vorhanden. Es dürfte sich hierbei jedoch um aufgearbeitetes Material handeln.

Wie bereits erwähnt, haben die Bohrungen der Transitgas AG gezeigt, dass der Hasle-Schotter von letzteiszeitlicher Moräne sowie, zumindest lokal, von letzteiszeitlichen Vorstossschottern (Rütimatt-Schotter) unterlagert ist. Die rund um die Terrassenflächen vorhandene letzteiszeitliche Moräne ist lokal sehr unterschiedlich ausgebildet. Beim Hof Längacher (Koord. 2647.96/1208.40/690 m) und am Schintbuelbach gegenüber von Doppleschwand (MOLLET 1921) ist lehmige Grundmoräne mit gekritzten Geschieben aufgeschlossen. Bei Schwanderholz und bei Stalden dagegen steht in mehreren kleinen Aufschlüssen unsortierter lehmiger Kies mit zahlreichen bis 60 cm grossen Flyschsandsteinblöcken an. Speziell erwähnenswert ist auch eine nördlich des Hofs Führenmatt (Koord. 2648.05/1206.80) angesetzte Aufzeitbohrung der LEAG, die unter dem hier 12 m mächtigen Hasle-Schotter 21 m sandig-siltigen Ton mit eckigen Steinen durchteufte. Diese mächtige, direkt dem Fels aufliegende Moräne umfasst möglicherweise auch einen vorletzteiszeitlichen Anteil.

Der Hasle-Schotter dürfte einen spätletzteiszeitlichen randglazialen Schotter verkörpern, der längs des sich zurückziehenden Waldemmegletschers bzw. zwischen dem langsam abschmelzenden Toteis und der Talflanke zur Ablagerung gelangt ist (Kameterrasse). Die ursprünglich sicher vorhandenen Seitenmoränen sind dabei der Erosion anheimgefallen. Zu diesem Bild passt die durch Bohrungen belegte Auflagerung auf letzteiszeitlicher Grundmoräne, die zahlreichen eckigen Komponenten, das Fehlen der Terrasse im Bereich des heutigen Flusslaufs sowie das Fehlen einer Deckmoräne. Die Terrasse des Hasle-Schotters fällt zwischen Juch (im Süden) und Unterturm (im Norden) von ca. 700 m ü. M. auf 660 m ü. M. ab. Der heutige Flusslauf der Kleinen Emme liegt rund 60–80 m tiefer.

¹ siehe www.map.geo.admin.ch: Salzloch, Entlebuch LU.

Toteisloch

Beim Hof Juch, am südlichen Rand des Gebiets von Blatt Wolhusen, ist in der auf ca. 710 m ü. M. gelegenen Kiesterrasse ein kleines Toteisloch ausgebildet. Es liegt wenig nördlich des Moränenwalls von Wilzigen innerhalb des Hasle-Schotter. Es ist mit tonigem Silt und Torf gefüllt.

q_{sw} Wolhusen-Schotter

Der Wolhusen-Schotter bildet einen grösseren, zur Talfüllung des Seewagals gehörenden Schotterkörper, der von der Wiggere bis in den Raum Wolhusen geschüttet wurde. Wie in der westlich von Wolhusen liegenden Kiesgrube Sticherlöchli (Koord. 2647.25/1212.45/620 m) sichtbar ist, handelt es sich um schlecht geschichteten, mehrheitlich dicht gelagerten braunen sauberen bis leicht siltigen Schotter mit einzelnen sandigen Zwischenlagen. Steine und Blöcke sind zum Teil lageweise konzentriert. Der Kies führt hier ausschliesslich Nagelfluhgerölle. Das Dach bildet eine 1–2 m mächtige feinkörnige Deckschicht¹. Im Grubenareal abgeteufte Bohrungen belegen eine Mächtigkeit von rund 45 m. Die Felssohle liegt unter 571 m ü. M. In dieser Grube wurden 1971 in rund 10 m Tiefe Bruchstücke eines Rentiergeweihs gefunden (SPECK 1987). Weiter talaufwärts ist der Schotter von verlehmttem Hangschutt überlagert.

Für den Bahnbau wurde 1885 in diesem Schotter eine Kiesgrube auf dem Plateau von Berg eröffnet (FREY 1907). In der auf rund 600 m ü. M. gelegenen Grube war 20 m horizontal geschichteter, stellenweise zu einer löcherigen Nagelfluh verkitteter Kies aufgeschlossen, der nur Molassematerial, aber keine Komponenten des Aare-Reussgletschers führte. Die durchwegs gut gerundeten Gerölle waren im Durchschnitt eigross und erreichten maximal 35 cm. Die oberflächliche Bräunung dieses Kieses reichte stellenweise bis in 2 m Tiefe. Ein vergleichbarer Schotter ist auch am gegenüberliegenden Hang, unterhalb des Schlössli aufgeschlossen (FREY 1907, STEINER 1926). Er weist auch hier zum Teil den Habitus einer löchrigen Nagelfluh auf und könnte deshalb wesentlich älter als die darüber liegenden, bis auf eine Höhe von 620 m ü. M. reichenden Partien dieses Schotter sein. Wie eine 150 m nördlich des Friedhofs von Wolhusen abgeteufte Bohrung (Koord. 2648.27/1212.48) zeigte, sind zumindest lokal zwischen diesem Schotter und der auf rund 563 m ü. M. angebohrten Felsoberfläche Grundmoränenreste (siltiger Sand mit wenig gerundeten Kieskomponenten) erhalten geblieben.

Beim Pumpwerk Bergboden (Koord. 2647.98/1212.70) sind unter dem hier 18 m mächtigen Wolhusen-Schotter 2,5 m hart gelagerte Moräne und dann, auf 567,5 m ü. M., der Fels erbohrt worden (LÄUPPI 1983).

¹ Möglicherweise ein Äquivalent des Luthern-Lösses.

q_{ms} Speicherboden-Lokalmoräne (Till)

Beim Speicherboden (Koord. 2620.31/1207.58) im westlichsten Hügellgebiet von Blatt Sumiswald ist eine kleine, dem Hang aufgesetzte Seitenmoräne erhalten geblieben. Es handelt sich dabei um die einzige im westlichen Napfgebiet kartierte Seitenmoräne. Sie ragt immerhin gut 4 m aus dem umgebenden Molasserelief heraus. Der tiefste Teil des Moränenrückens ist durch eine kleine Grube aufgeschlossen: Der vorwiegend feinkörnige, graue Diamikt mit Kies und Steinen ist früher für den lokalen Wegebau abgebaut worden. Beim Kies handelt es sich um aufgearbeitete Molassenagelfluh, bei den Steinen und vereinzelt Blöcken um Sandstein aus der Napf-Formation. Das Nährgebiet des kleinen Lokalgletschers bildete die Karmulde bis hinauf auf die Egg, wobei hier ein ausgeprägter Fahnen-Niederschlag (Windverfrachtung auf die Leeseite) festgestellt wird; dieser führt heute bis zu einem Drittel mehr Niederschlag als auf der Egg und muss für Verfirnung und Gletscherbildung verantwortlich gewesen sein. Für weitere Darstellungen und Diskussionen siehe SCHLÜCHTER (1987a).

q_{se} Emmental-Schotter

Die Landschaft des Mittleren Emmentals oberhalb von Hasle-Rüegsau ist geprägt von ausgedehnten Terrassen, deren Oberflächen sich um 20 bis 30 m über den heutigen Talboden erheben und vom Emmental-Schotter aufgebaut werden. Auf den Talseiten steigen prägnante, reliefierte Molassefelsrücken aus den Terrassenflächen zu den höher gelegenen Eggen auf.

Beim Emmental-Schotter handelt es sich um locker gelagerten sandigen, meistens feinanteilfreien Grobkies mit lokalem, zum Teil in einzelnen Schichten angereichertem Maximal Korn von bis zu 40 cm, mit nur vereinzelt Sandlagen und mit kleinräumiger Kreuzschichtung. Der Ablagerungsraum dieses Schotters war wesentlich turbulenter als jener des Gammenthal-Schotters. Die Steinfraction erreicht lageweise bis 40 %. Die Geröllpetrographie widerspiegelt die Materialherkunft: polymikte Nagelfluh der OSM bzw. unterhalb von Ramsei auch Sandsteine der OMM. Das ursprünglich vielfältige Geröllspektrum der Nagelfluh ist im Emmental-Schotter stark eingeschränkt. Quarzische Komponenten dominieren die Zusammensetzung mit teilweise über 60 % (z.B. an der Typlokalität der Kiesgrube Gumpersmühle bei Grünenmatt, Koord. 2621.0/1206.3). Diese Tendenz in Richtung Quarzitrestschotter ist verständlich, wenn die Genese bedacht wird. Der Emmental-Schotter ist das Produkt vielfältiger und intensiver Verwitterungs- und Umlagerungszyklen, bei denen nur erosionsresistente Komponenten, also vorwiegend Quarzite, überdauern. Dementsprechend ist dieser Schotter von hellgrauer bis hellbeiger Farbe. Eine Abweichung vom quarzreichen Schotter zeigt ein am Südostrand des Gebiets von Blatt Burgdorf gelegenes Vorkommen in der Kiesgrube Dicki bei Hasle-Rüegsau (zwischen den Mündungen des Biglen- und des Biem-

bachs). Dort erhielt das Geröllspektrum eine sichtbare «Auffrischung» durch 5 bis 10% alpines Material, das vom Schmelzwasser des LGM-Eisrandes bei Enggiststein-Walkringen eingeschwemmt wurde.

Der Entstehung der Terrassen mit Emmental-Schotter kann im wahrsten Sinne des Wortes nachgegangen werden. In den kleinen Gräben im Gebiet Gnappen-Burzbüel (Koord. ca. 2623.5/1206.0) zum Beispiel können beim Abstieg von den Höfen Eigen bzw. Sahli von verwitterter Nagelfluh der Napf-Formation bis hin zu der Terrasse mit einigermaßen sauberem Schotter alle Umlagerungsschritte beobachtet werden. Die aktuellen Umlagerungen erzeugen mehr oder weniger ausgeprägte kleine Schuttfächer. Während der Letzten Eiszeit, d.h. bei grösstenteils fehlender stabilisierender Vegetation und mit Frost-Auftau-Vorgängen und entsprechend aktiver Hangabtragung, war die Massenumlagerung und die Aufschotterung im Haupttal viel stärker als heute. Morphologisch ist der Übergang von der Terrassenfläche über den Hangfuss bis hinauf in den Molassetalhang an vielen Stellen gut sichtbar, zum Beispiel in der Umgebung der Typlokalität, am Ramseiberg, bei Ranflüh und bei Lauperswil. Auf diese Beziehungen hat bereits KAUFMANN (1872) hingewiesen.

Dort, wo die Unterlage des Emmental-Schotters bekannt ist, liegt er in der Regel direkt auf dem Molassefels, so wie beispielsweise an der Typlokalität. Direkte lithogenetische Beziehungen zu Gletschersedimenten sind nicht bekannt. Allerdings werden an der Typlokalität aus den tieferen Schichten immer wieder bis ein Kubikmeter grosse Findlinge zu Tage gefördert; darunter auch Südwälliser Leitgesteine (Serpentinit, Mont-Blanc-Granit). Bei diesen Findlingen muss es sich aber nicht um ursprünglich hier abgelagerte Blöcke handeln. Diese könnten auch aus den «Höhenschottern» oder der noch fleckenhaft erhaltenen Moränendecke (q_m) der umgebenden Höhenzüge stammen, von denen sie in den jüngeren, tiefer liegenden Emmental-Schotter eingeschwemmt worden wären.

Zwei Beobachtungen zur Emmentaler Hauptterrasse ergänzen dieses Bild: In einer Bohrung beim Spital Sumiswald ist in 14 m Tiefe direkt auf verwitterter Molasse eine knapp 1 m mächtige Moräne erwähnt (GEOTECHNISCHES INSTITUT 1970) und in einer Baugrube am Terrassenrand bei Fuhre (am westlichen Dorfrand von Wasen) ist ein über ein Kubikmeter grosser Findling geborgen worden (Smaragdit-Gabbro aus dem Saastal).

Die Mächtigkeit des Emmental-Schotters beträgt mehrere Dekameter. An der Typlokalität sind Mächtigkeiten (wahrscheinlich als Rinnenfüllung) von bis >40 m erbohrt worden. Der Emmental-Schotter in der Form der Emmentaler Hauptterrasse ist zweifellos ein markantes Element mit einer streckenweise talgeschichtlich interessanten Begrenzung: Der zum Haupttal abfallende Terrassenrand wird nämlich über weite Strecken durch anstehende Molasse gebildet, so bei Gumpersmühle-Ramsei, bei der Bramegg südlich von Lauperswil und vom Schloss Sumiswald bis nach Wasen. Demgegenüber besitzt die Terrasse von Sumiswald keinen Hangfuss aus anstehendem Molassefels. Diese Situation mit den felsgestützten Terrassen er-

gibt interessante Hinweise auf die Talgeschichte, und zwar in zweierlei Hinsicht: Zum einen kann der Emmental-Schotter als Verfüllung eines älteren Tallaufs interpretiert werden. Zum andern wäre dann das heutige Tal mit dem Flusslauf (Emme, Grüne, Ilfis) das Resultat einer tieferen post-Emmental-Schotter-Ausräumung (vgl. dazu die Quartärprofile, Taf. II u. VIII), die eventuell bis auf den Fels reicht. Von Interesse sind in diesem Zusammenhang die aktuellen Aufschlüsse der Unterlage des Emmental-Schotters an der Typlokalität: Die Felsoberfläche war 2018 im Abbaugbiet ausserordentlich unregelmässig, mit Reliefunterschieden von >10 m über weniger als 50 m Horizontaldistanz. Zudem ist auf einem der Molasserücken extrem harte grobkörnige Nagelfluh in komplizierter Wechsellagerung mit ebenfalls sehr hartem, blaugrauem siltigem mergeligem Sandstein mit Kohleschmitzen aufgebaggert worden.

Der Emmental-Schotter ist nicht nur ein landschaftsgenetisch handfestes Element. Er ist es auch stratigraphisch und dank umfangreicher Datierungen zu einem erstklassigen Bezugsniveau geworden. Über die Jahre hinweg sind in der Kiesgrube Dicki bei Hasle-Rüegsau in den obersten 2 bis 3 m des abgebauten Kieskörpers immer wieder Knochenreste geborgen worden. Die nachgewiesenen Arten umfassen Mammut, Wisent, Wildpferd, Rentier und seit Neuem auch wollhaariges Nashorn. Insgesamt sind an der ETH in Zürich fünf ^{14}C -Datierungen an Knochen aus dem obersten Teil der Dicki-Grube durchgeführt worden. Die unkalibrierten ^{14}C -Alter in ka BP sind: $17,71 \pm 0,12$ (Wisent; ETH-23 448), $17,413 \pm 0,067$ (Wildpferd; ETH-49 461), $18,694 \pm 0,069$ (Wildpferd; ETH-49 462), $17,885 \pm 0,068$ (Rentier; ETH-49 463) und $17,448 \pm 0,046$ (wollhaariges Nashorn; ETH-55 673).

Die eiszeitstratigraphische Bedeutung dieser Datierungen reicht weit über das Emmental hinaus, denn damit wird direkt die Emmentaler Hauptterrasse datiert. Da der sie aufbauende Emmental-Schotter seine Ablagerung dem Rückstau der damaligen Emme durch die Seitenmoräne bei Burgdorf verdankt, ist zudem die klimagenetische Steuerung der letzten grossen Aufschotterung im Emmental datiert. Diese Aufschotterung gehört zum letzteiszeitlichen globalen Gletschermaximum (LGM). Mit der Bildung der Schlucht zwischen dem heutigem Schlosshügel und den Gisnauflüe, also der Entleerung des Sees bis Hasle-Rüegsau, setzte auch die Erosionsphase im Emmental und damit die initiale Terrassenbildung ein.

Mit der Datierung der finalen Aufschotterung im Dicki wird das Dach des Emmental-Schotters für alle Zuflüsse emme-, grüne- und ilfisaufwärts bis in die Quellgebiete hinauf zeitlich fassbar.

In den gleichen Zeitabschnitt, der die kälteste Phase der Letzten Eiszeit verkörpert (zwischen 22 und 15 ka vor heute), gehören gemäss den OSL-Datierungen von PREUSSER et al. (2001) und ÖZKAN (2008) auch die feinkörnigen Deckschichten auf der Gondiswil-Formation.

Im Emmental zwischen Aeschau und Schüpbach gibt es südlich von Bubenei am rechten, steilen Talhang nur wenige Meter über dem heutigen Talboden eine Besonderheit (Koord. 2624.226/1195.905, auf Atlasblatt Langnau als geologisch

relevanter Aufschluss gekennzeichnet; die Aeschau-Schotter in Fig. 23). Es handelt sich um einen ausgeprägt geschichteten, fortgeschritten zementierten Schotter mit Sandlagen, der sozusagen an der steilen Talflanke der Molassenagelfluh «klebt». Handelt es sich dabei um ein Relikt des Muttenfeld-Schotters, der allerdings sonst nicht in dieser feinanteilfreien sandigen Fazies bekannt ist? Oder handelt es sich um ein einmaliges zementiertes Relikt des Emmental-Schotters – oder ganz einfach um einen Schotterrest ohne Korrelativ?

Der Emmental-Schotter «beherbergt» auch ein für das Emmental einmaliges Bauwerk. Der Eisenbahntunnel (Wyler Tunnel zwischen Grünen und Gammenthal, erbaut 1906–1907) ist in der Schotterterrasse vorgetrieben worden. Am 17.8.1906 stand im «Unter Emmentaler» zu lesen: «Ein vorzügliches Material liefert die Ausgrabung des Tunnels, sowie auch teilweise der Einschnitt, da das schönste Grien zum Zementen herausgeschafft wird» (GDE. SUMISWALD 2006, S. 265).

q_{NT} Niederterrassenschotter, undifferenziert

Im nördlichen Teil des Gebiets von Blatt Sumiswald ist im Bereich des Zusammenflusses von Rotbach und Wyssachen eine talrandliche, bis mehrere Meter mächtige Terrasse kartiert worden. Ihre geomorphologische Ausprägung ist schlecht definiert. Ihre Genese dürfte in ursächlichem Zusammenhang mit der Aufschotterung im Langete- und Rotbachtal stehen, die durch abgelenkte Schmelzwässer während dem letzteiszeitlichen Gletschermaximum und dessen Abschmelzphase verursacht wurde. Im Gebiet von Blatt Wollhusen sind im Änziwiggertal, im Buechwiggertal, im Seewagtal und im Tal der Kleinen Emme bei Schachen junge Aufschotterungen ausserhalb der rezenten Alluvionen als q_{li} und q_{si} ausgeschieden worden, die genetisch als Niederterrasse klassiert werden können (s. u.). Allen diesen Vorkommen gemeinsam ist die wenig ausgeprägte geomorphologische Definition, die stark wechselnden Mächtigkeiten, die nicht einfache Abgrenzung zu rezenten bzw. subrezentem Alluvionen (q_a) und die Ausbildung von sandig-feinkörnigen Deckschichten. Ebenfalls ist die zeitliche Zuordnung variabel, denn sie können spätletzteiszeitliche Anteile enthalten.

In den nach Westen entwässernden wichtigeren Tälern im nördlichen Napfgebiet, insbesondere im Hornbach, im Churzeneigrabe und im Heimisbach, gibt es ebenfalls ausgeprägte, auf Atlasblatt Sumiswald aber nicht ausgeschiedene Niederterrassen. Bei den meisten handelt es sich um 4–6 m über dem rezenten Bachniveau liegende Felsterrassen mit einer Lockergesteinsdeckschicht.

Pleistozän oder Holozän

Die zeitliche Einstufung der hier ausgeschiedenen Einheiten ist im Einzelnen schwierig. Es handelt sich um Bildungen verschiedenster Genese, deren Anlage einerseits in die Endphase der Letzten Eiszeit zurückreichen, andererseits aber auch noch mit rezent wirksamen Prozessen in Verbindung stehen und deren geomorphologische Erscheinungen noch immer mehr oder weniger sichtbaren Modifikationen ausgesetzt sind.

q_{SLSo} Soppensee-Seebodensedimente

Die an Bohrkernen detailliert untersuchten Seebodensedimente des Soppensees (s. S. 131, Triengen-Stand, **q_{mTr}**) stehen auch im Uferbereich an. Sie sind hier teilweise mit Torf bedeckt. Wie die Sondierungen ergaben, werden diese glazilakustrischen Tone von grobkörnigen glazifluviatilen Sedimenten (HAJDAS-SKOWRONEK 1993) unterlagert.

Es handelt sich um spätletzteiszeitliche bis holozäne, ausgeprägt (jahreszeitlich) geschichtete (Warven) und praktisch ungestörte Beckensedimente. Die Abfolge im Soppensee ist für die nordalpine Klimarekonstruktion von weitreichender Bedeutung (LOTTER 1999). Die wichtigsten Erkenntnisse dazu sind im Kapitel Ur- und Frühgeschichte, historische Objekte zu finden (S. 213).

Verschwemmte Moräne

Der letzteiszeitliche Aare-Reussgletscher hat den nordöstlichen Teil des Gebiets von Blatt Wolhusen mit einer ausgedehnten Moränendecke überzogen. Entlang der inaktiv gewordenen glazialen Abflussrinnen und im Bereich kleiner Bäche kam es zur Abschwemmung und Umlagerung des Moränenmaterials. Dieses gelangte nach kurzem Transport in Form von verlehmtem Schotter wieder zur Ablagerung. Es wurden aber nur die grösseren, zusammenhängenden Vorkommen ausgeschieden. Die Rinnenfüllungen nordwestlich des Soppensees und zwischen Buholz und Sidlerhof sowie das Vorkommen bei Buttisholz sind repräsentative Beispiele dieser Resedimente. Kleinere, spätletzteiszeitliche bis holozäne Abschwemmungen und Umlagerungen wurden dagegen nicht abgegrenzt.

Erwähnenswert ist auch die beim Hof Vorderrötelberg gelegene Abflussrinne. Eine hier bei Koord. 2645.00/1216.42 abgeteufte Bohrung zeigte die folgenden Lithologien (LÄUPPI 1983):

0–8 m	lockerer, z.T. geschichteter Sand (stark ausgeschwemmte Moräne)
8–23,4 m	graublauer toniger Silt (Stillwasserablagerung)
23,4–34 m	Wechsellagerung von siltigem Sand und kiesigem Sand (verschwemmte Moräne)
34–39 m	hart gelagerter siltiger Kies mit Steinen (Grundmoräne).

Der graublau tonige Silt dürfte in einem temporären See abgelagert worden sein.

q_{SL} Seebodensedimente, meist mit torfigem Boden

Beim Rückzug des Aare-Reussgletschers am Ende der Letzten Eiszeit bildeten sich kleine und grössere Seebecken, in denen Seebodenlehm zur Ablagerung gelangte und die in der Folge zunehmend verlandeten. Entsprechende Feuchtgebiete existierten unter anderem im heute überbauten Areal rund um das Kantonsspital in Wolhusen, beim Tutensee, im Hetzligermoos und in der vom Schwarzebach durchflossenen Geländemulde südöstlich von Geiss.

Das Fehlen von solchen Seebodensedimenten im westlichen Napfgebiet dokumentiert wiederum die geomorphologische Wirkung des letzten Gletschervorstosses. Die glaziale Tiefenerosion in Kombination mit frontalen und lateralen kleineren und grösseren Wallmoränen führte zur Bildung von mehr oder weniger übertieften Zungenbecken und zum Aufstau von Seen und Tümpeln.

q_b Spätglazialer Bachschutt, z. T. kegelförmig

Bei dieser Einheit handelt es sich um Schwemmfächer, die im Spätglazial, teilweise nachweislich sogar bereits während des letzteiszeitlichen Gletschermaximums, entstanden sind und im Holozän nur noch untergeordnet aktiv waren, d. h. vom heutigen Entwässerungsnetz vollständig entkoppelt sind.

Im Gebiet von Blatt Wolhusen überdecken mehrere solche teilweise stark verlehnte Schuttfächer den östlichen Rand der von den Hasle-Schottern gebildeten Terrasse zwischen Ebnet und Wilzigen. Weitere Vorkommen, die teils mehr als 100 m über der heutigen Talsohle liegen, finden sich südlich von Doppleschwand und bei Romoos sowie im Wiggeretal. Am südlichen Kartengebietsrand bei Wilzigen-Russacher (Blatt Schüpfheim) und bei Mosigen sind in einem solchen Bachschuttkegel Ziegeleiten und -lehm abgebaut worden (E. Künzli in LETSCH et al. 1907, S. 212; STEINER 1926, S. 42).

Namhafte Teile des Rümli-Bachschuttkegels dürften ebenfalls ein spätletzteiszeitliches Alter aufweisen, da die heutige Rümli Schlucht vermutlich in und nach dem LGM entstanden ist. Rezente Ablagerungen überschütteten jedoch die älteren Anteile, weshalb er im Atlasblatt als holozäner Bachschuttkegel eingezeichnet ist. Der Rümli-Bachschuttkegel reicht weit in die heutige Talebene hinaus, praktisch bis zum Gegenhang.

Im Gebiet von Blatt Langnau finden sich zwei talgenetisch bedeutende Beispiele solcher spätletzteiszeitlicher Bachschuttfächer im Bereich des Undere Frittebachgrabe. Der eine dieser früheren Schuttfächer befindet sich an einem heutigen Seitenast des Badertschegrabe (Koord. 2625.2/1202.6) und der andere im Neuusgrabe (Koord. 2626.15/1203.60). In beiden Fällen handelt es sich um be-

trächtliche Massenumsätze aus den höheren Hangbereichen. An beiden Orten bildet der graue Mergel des Eimätteli-Members das Liegende. Wegen seiner stauenden Wirkung treten beiderorts mehrere Quellen mit beträchtlichen Schüttungen aus diesen alten Schuttfächern aus. Interessant ist auch, dass an beiden Stellen diese alten Schuttfächer nicht bis zum heutigen Talboden reichen, sondern auf einem Felssockel auslaufen. Der Frittebach hat sich also seit deren Bildung weiter eingetieft. Noch ausgeprägter ist diese Situation bei der Einmündung des Frittebachs ins Emmental, wo die alten, jetzt durchschnittenen Schuttfächer des Frittebachs beiderseitig auf dem Emmental-Schotter der Hauptterrasse aufgesetzt sind und distal ausflachen, also genetisch mit dem Emmental-Schotter verknüpft sind (Koord. 2623.60/1202.75; vgl. Taf. VIII).

q_{ii} Spät- bis postglaziale Überschwemmungssedimente (Änziwigger-, Buechwigger- und Seewagtal)

Oberhalb von Hergiswil weist die Änziwigger ein starkes Gefälle auf. Da im Flussbett bereits in geringer Tiefe Sandstein der Napf-Formation ansteht, kommt es bei starken Gewittern zu einem rasch anschwellenden Wasserabfluss mit starker Geröllführung. Im Buechwiggertal bestehen südlich der Scheimatt vergleichbare Verhältnisse. Situationsbedingt dominieren in diesen beiden Abschnitten geringmächtige, rezente Alluvionen (q_{ii}), da ältere Ablagerungen bei Hochwasser abgetragen und umgelagert wurden. In den unteren, flacheren, tiefer eingeschnittenen Talabschnitten ist die Mächtigkeit der Alluvionen grösser und die Erosion ausserhalb der aktuellen Gerinne kleiner. Die hier abgelagerten siltig-sandigen Deckschichten (q_{ii}) erreichen beim Pumpwerk Grundmatt bei Willisau eine Mächtigkeit von 4 m. Wie Pollenanalysen an Bohrkernen bei Gettnau und Willisau ergaben, reichen diese Überschwemmungssedimente bis ins Spätglazial (Bölling, ca. 12,5 ka) zurück. Die rotbraun verfärbte Oberfläche des darunter erbohrten Schotters wird als Hinweis auf eine Schichtlücke gewertet (KANT. AMT FÜR GEWÄSSERSCHUTZ LUZERN 1984).

Vergleichbare Deckschichten existieren auch im Seewagtal nördlich von Daiwil. Sie liegen hier feinkörnigen Seeablagerungen auf. Gemäss den Untersuchungen an den Bohrkernen der in der Ischlagmatt (Koord. 2643.625/1217.925) abgeteuten Bohrung WI7 weisen sie ebenfalls ein spätletzteiszeitliches bis holozänes Alter auf (KANT. AMT FÜR GEWÄSSERSCHUTZ LUZERN 1984). Dies steht in Einklang mit der Rücklenkung der Kleinen Emme am Ende der Letzten Eiszeit, die dazu führte, dass die Wasserführung und Erosion in diesem Talabschnitt praktisch zum Erliegen kamen.

q_{sii} Postglazialer Schotter und Überschwemmungssedimente
(zwischen Werthenstein und Ennigen)

Nach dem Rückzug der Werthenstein-Zunge des Aare-Reussgletschers und der Verlandung des Littauer Sees wurde die Talebene zwischen Werthenstein und Ennigen durch die Kleine Emme mit jungem Schotter und Überschwemmungssedimenten eingedeckt. Mit Ausnahme weniger, etwas tieferer Rinnen beträgt die Schottermächtigkeit lediglich 3–4 m und diejenige der Überschwemmungssedimente 1–2 m. Der Flusslauf ist über weite Strecken begradigt und verbaut worden.

Hangschutt

Blockschutt

Felssturzlagerungen

Rutschmassen

Sackungsmassen

Zerrüttete Sackungsmassen

Zweifelsohne gibt es grosse Unterschiede bei der Kartierung von geologischen Instabilitäten. Dies zeigt beispielsweise ein Vergleich der vorliegenden drei Atlasblätter mit dem benachbarten Atlasblatt 75 Eggiwil. Je nach Bearbeiter wird den meist kleineren, flachgründigen Rutschmassen, deren Zahl, Lage und Grösse nach jedem starken Gewitter wieder ändern kann, mehr oder weniger Bedeutung zugemessen. Zudem wird heute, im Gegensatz zu früher, der Geologische Atlas der Schweiz 1:25 000, wo zielführend, mit speziellen Gefahrenkarten und -katastern ergänzt. Deshalb treten diese im Napfgebiet allgegenwärtigen Hanginstabilitäten auf den drei vorliegenden Atlasblättern in den Hintergrund.

Rutsch- und Sackungsmassen sind im Napfgebiet besonders längs der zahlreichen und tiefen Bacheinschnitte verbreitet (Fig. 40). Das Bild wiederholt sich immer wieder: Hanggeklüftete, leicht geneigte Sandstein- und Nagelfluhpakete bewegen sich über Mergellagen bzw. über weniger durchlässigem, dichtem Sandstein. Aus solchen grobblockigen, oft mit Stürzen verbundenen Dislokationen können sich bei weiterer Bewegung, Zersetzung und Aufweichung einfache Rutschmassen entwickeln. Wenn Kluftquellaustritte aus Nagelfluh oder Sandstein am Anfang von Dislokationen stehen, so mündet deren Weiterentwicklung talwärts in durchnässte Sumpfgebiete. Die Anrissgebiete der grösseren Dislokationen sind mit wenigen Ausnahmen steile Nagelfluhwände. Parallel dazu verlaufen häufig Nackentälchen. Oft ist auch die Oberfläche der Mergelunterlage der Nagelfluhpakete reliefiert, was zu unregelmässigem Wasserstau und als Folge zum Losbrechen und Wegrutschen von nahezu flachliegenden Felspartien führt (z.B. Schynezinge im hintersten Zingegrabe, Blatt Langnau).

Kleinräumigere und -flächigere Instabilitäten sind an Lockergesteinsdecken (meistens Verwitterungsdecken) gebunden, welche die relativ undurchlässige, je-



Fig. 40: Die zerrüttete Sackungsmasse von Murboden im Churzeneigrabe (Koord.2627.9/1208.8) im digitalen Höhenmodell (swissALTI^{3D}).

doch intakte Molassefelsoberfläche bedecken. Diese oberflächlichen Rutschmassen werden durch Niederschläge bzw. Hangfusserosion durch ein Fliessgewässer ausgelöst und in Bewegung gehalten. Sie sind auf den vorliegenden Atlasblättern (wie oben erwähnt) kaum ausgeschieden, obwohl sie flächenmässig durchaus eine beträchtliche Grösse aufweisen können (z.B. bei Riedbad im hintersten Hornbach). Die entsprechenden Flächen sind in der Regel als geringmächtige quartäre Deckschichten bzw. Fels unter geringmächtiger Quartärbedeckung kartiert worden.

Einzelne Sturzblöcke und kleine Felssturzaflagerungen sind vielerorts unterhalb von steilen Nagelfluh- bzw. Sandsteinwänden (z.B. Änziloch, Stächeleggflue, Napfflue, hinterste Ey, Riedbad, Mösli, hinterster Zinggegrabe) festzustellen. Sie sind aufgrund ihrer geringen räumlichen Ausdehnung nicht als solche in den Karten eingetragen. Ebenfalls nicht eingetragen ist die Felssturzaflagerung unterhalb der Badflue bei Wolhusen. Das Material, des im Januar 2016 eingetretenen Felssturzes, wo völlig überraschend rund 5000 Kubikmeter Blockmaterial aus der Felswand eines Prallhangs stürzten und die Kleine Emme vorübergehend aufstauten und über die Ufer treten liessen (Fig. 41), wurde weitgehend abgetragen.

Neben den Sturzblöcken aus den Molassefelswänden gibt es auch solche aus Steilwänden mit zementierten «Höhenschottern» (z.B. verstürzter Böschmattschotter bei Hinterfuhren, Koord. 2623.7/1194.3).



Fig. 41: Felssturz vom 11.1.2016 an der Badflue bei Wolhusen. Im Vordergrund die gestaute Kleine Emme. Foto ZSO Emme, 11.1.2016.

Die wichtigsten auf den drei Atlasblättern dargestellten Instabilitäten sind:

Gebiet von Blatt Wolhusen

- Goberwald, östlich von Romoos, Koord. ca. 2645.5/1206.5 und Schwandsagi
- Roteflue, Koord. 2652.0/1209.3
- Ammergehriegen, Koord. 2655.0/1210.5
- Längeggerwald-Lochhüsli im Fischebachgraben, Koord. 2651.5/1207.5
- Schattsite, Koord. 2644.0/1208.4 und Änziloch, Koord. 2639.7/1207.7 im Tal der Kleinen Fontanne

Das Zentrum von Wolhusen liegt auf einer alten, spätletzteiszeitlich entstandenen Sackungsmasse, die heute als Ganzes nicht mehr aktiv ist. Ebenfalls nicht mehr aktiv ist eine gleichaltrige, wenig nordwestlich von Menznau gelegene Sackungs- bzw. Rutschmasse. Deren Fuss ist von spätletzteiszeitlichem Schwemmlern überdeckt.

Gebiet von Blatt Sumiswald

- Neufühlen, Albach(graben), Koord. 2633.7/1213.2
- Wallenbach(graben), südlich von Luthern, Koord. 2636/1211, zerrüttete Sackungsmasse
- Dürrenbühl, Wyssachen, Koord. 2629.5/1215.5
- Eriswil, Südere (signifikanter Flurname für schlecht definierte Quellaustritte bzw. vernässte Stelle) und Eriswil, Wässerig
- Affoltern, Aebnit, Koord. 2622.8/1213.2
- Kleinere Instabilitäten zwischen Affoltern und Schaufelbühl
- Liechtguet, Heimisbach, Koord. 2627.5/1207.8, zerrüttete Sackungsmasse, bewegt sich als Rutschung
- Murboden, Churzeneigrabe, Koord. 2627.9/1208.8, zerrüttete Sackungsmasse, bewegt sich als Rutschung mit talwärtiger Fliesszunge (Fig. 40)

Im Gebiet von Blatt Sumiswald existiert ebenfalls eine grössere Zahl von Rutschmassen (mehrere Hektaren Ausdehnung), die nicht ausgeschieden wurden. Oft sind es mächtige, verwitterte Sandstein- und Nagelfluhschichten, die auf durchnässtem Mergel abrutschen, oder es handelt sich um tiefgründig verwittertes Material (mehrere Meter bis >10 m), das instabil ist.

Gebiet von Blatt Langnau

- Grön, südlich von Steinen, Koord. 2621.7/1194.5
- Horben, Emmental, auf beiden Talseiten komplexe Instabilitäten, Koord. 2625.5/1194.7
- Sackungs- und Rutschgebiet Gohlgrabe–Schynenalp–Zinggegrabe, grossflächige und grossräumige Dislokationen aus steilen Nagelfluhrücken. Die Umgrenzung auf dem Atlasblatt ist restriktiv, die instabilen Hangpartien sind weit ausgedehnter. Der Grat Schynezingge–Zinggestall wird sowohl nach Westen (Gohlgrabe) als auch nach Osten (Zinggegrabe) aktiv zerrissen. Unmittelbar südlich bei Breitenboden ist durch einen Strassenanschnitt in der Nagelfluh die tiefgründige Talklüftung aufgeschlossen. Die Unterlage dieser Dislokationen bildet hellgrauer feinsandiger Mergel, der zum Beispiel im Mösli, im hintersten Zinggegrabe, aufgeschlossen ist (Koord. 2632.50/1203.25). Eine empfehlenswerte Exkursion zum Thema «Hanginstabilitäten» führt entlang der folgenden Punkte: Gmünden (Gohlgrabe; Fig. 42)–Obersiebern–Schynenalp (Koord. 2631.7/1203.6)–Zinggestall–Geissratflue–Lüdernalp.



Fig. 42: Zerrüttete Sackungsmasse mit dislozierten Nagelfluhkompartimenten im Gebiet der Gmündenweid (Koord. 2630.2/1203.6). Blickrichtung Nordost. Foto S. Strasky, 2018.

**q_L Schwemmlehm
Verlehmtter Hang- bzw. Verwitterungsschutt
Hang- bzw. Verwitterungsschutt, z.T. verlehmt
Hangschutt**

Diese Einheiten werden hier zusammengefasst, da sie in ihrer Genese eng miteinander verknüpft sind bzw. sich gegenseitig bedingen. Schwemmlehmbildungen sind in der Regel im «ruhigen Bereich», d. h. im distalen Auslaufbereich von Bachschuttkegeln zu finden. Geomorphologisch bilden diese Einheiten sozusagen den Reliefausgleich zwischen den steilen Molassehängen und den akkumulativ gut definierten, flachen Talböden bzw. Terrassenflächen. Entsprechend schwierig ist die Kartierung und Klassifikation dieser Einheiten (es sind dies die berühmterbüchtigten grünen Wiesen, wo nur gelegentliche Baugruben geologischen Einblick gewähren). Hinzu kommt die klassifikatorische Schwierigkeit, dass diese Einheiten je nach ihrer Position im Hang- oder Hangfussbereich mit rezenten Vorgängen verknüpft sind: Schuttbildungen und Schwemmlehmflächen werden durch Starkniederschläge und die dadurch ausgelösten Massenumsätze in den Gräben weiter aufgebaut. Diese Vorgänge sind nach Niederschlägen im gesamten Napfgebiet (oft sehr eindrücklich) zu beobachten.

Materialmässig handelt es sich, je nach Lithologie der Molassefelsunterlage (Sandstein, Nagelfluh oder Mergel), um sandigen Silt bzw. um siltigen Sand, mit stark wechselnden Anteilen an Ton, Kies und Steinen. Besonders jene Einheiten, die während Intensivniederschlägen gebildet wurden, enthalten häufig unregel-

mässig eingelagerte Holzstücke. Diese Bildungen sind fast durchwegs entkalkt und dementsprechend typisch von hellbrauner bis rötlich-hellbrauner Farbe. Aufschlussreiche Beispiele zu Entkalkungsgrad und -tiefe hat COLDEBELLA (2011, S. 40) an ausgewählten Hangfussprofilen in- und ausserhalb des Bereichs des letzten Gletschervorstosses zeigen können.

Ein für diese Diskussionen wichtiges Profil stammt aus der Dorfmitte von Langnau, und zwar handelt es sich um ein Bohrprofil vom Rande des «Rossmärit» bei Koord. 2626.53/1198.92, das von WEGMÜLLER (1998) untersucht und beschrieben worden ist. Unter einer nur 30 cm mächtigen Kofferung folgt ein knapp 9 m tiefes Profil einer torfig-siltigen Becken- oder Muldenfüllung im distalen Bereich eines Schuttkegels. An der Basis ist der Übergang vom Spät- ins Postglazial nachgewiesen worden. Gemäss dem Pollenprofil ist auch die Klimazone der Jüngeren Dryas, mit deren Ende das Holozän beginnt, nachgewiesen worden. In knapp 4 m Profiltiefe treten im Pollenprofil die ersten Kulturzeiger (Getreidepollen) auf. Aus dieser Tiefe stammt ein konventionelles ^{14}C -Alter von 3327 ± 43 a BP. Diese Schicht wurde von WEGMÜLLER (1998) der Bronzezeit zugeordnet.

Holozän

q_b Bachschutt Bachschuttkegel

Bachschuttablagerungen sind – vom Prozess her – die Zulieferfazies von rezenten Alluvionen. Diese Ablagerungen sind in jedem Bacheinschnitt und als Übergangскеgel zum flacheren Vorgelände ausgebildet. Je nach Grösse des Einzugsgebietes variieren Grösse und Volumen. Beim Material handelt es sich um äusserst heterogenen, linsig geschichteten steinigen Schotter mit wechselndem Gehalt an Sand und Silt. Meistens sind Schwemmholz und vermehrt auch Metall- und Kunststoffbruchstücke enthalten. Eindrückliche Beispiele von eingelagerten Holzstücken sind die Weisstannenfundstücke in der Baugrube des Spitalneubaus in Langnau (Schüttung aus dem Schützegrabe) oder die Baumstämme, die bei der Kronospan-Fabrik in Menznau (Koord. 2644.325/1215.710) gefunden wurden. In den Bachschuttkegeln sind häufig auch ehemalige Bodenoberflächen mit Humus erhalten, die von Muren zugedeckt worden sind. Sie sind das charakteristische geologische Produkt von Starkniederschlägen, mit denen die Gräben im Molassebergland durchgespült werden. Die Mächtigkeit variiert stark, kann aber örtlich >10 m erreichen.

Kalksinter (Quelltuff)

Im ganzen Napfbergland sind vielerorts bei Quellaustritten Kalksinterbildungen (Quelltuff) ausgebildet. Sie enthalten kalkumkrustete Blätter und Äste,

zuweilen auch anthropogene Hinterlassenschaften sowie selten gut erhaltene subfossile Landschnecken. Besonders bei diffusen Quellaustritten oder entlang von Quellhorizonten sind solche Tuffbildungen anzutreffen; sie bilden an diesen Stellen kleine, schlecht definierte plateauartige Terrassen, deren Oberflächen vernässt sind. Die Mächtigkeit solcher Quelltuffe kann durchaus einige Meter erreichen. Ein schönes Beispiel befindet sich im Horbewald bei Koord. 2625.305/1195.025 (Blatt Langnau). Dort hat das kalkhaltige Wasser einen bis 60 cm hohen und ca. 15 m langen Kalksinterkanal aufgebaut. Am Gefällsknick zur steil abfallenden Nagelfluhwand entstand im Laufe der Zeit eine ausgeprägte Kalksinternase.

Ein Abbau von Quelltuff ist im Napfgebiet nur vom Chrutloch bei Menzberg (Blatt Wolhusen, Koord. 2642.200/1210.175) bekannt.

Torfmoore, drainiert oder abgebaut; torfige Böden

Beim Rückzug der Gletscher bildeten sich auf der gewellten letzteiszeitlichen Moränenendecke zahlreiche Seen, Teiche und Tümpel. Flurnamen wie Moosmatten, Hopöschchen, Weiherweid zeugen noch heute davon. Mit fortschreitender Verlandung entstanden vielerorts kleinere und grössere Feuchtgebiete, die sich im Laufe der Zeit recht häufig zu grundwassergeprägten Flachmooren entwickelten. Unter günstigen klimatischen, hydrologischen und geomorphologischen Bedingungen haben sich Flachmoore bis zu Hochmooren weiterentwickelt, die weitgehend regenwasserabhängig sind (bzw. waren). Ihre Torfschichten erreichten schliesslich Mächtigkeiten von mehreren Metern. Besonders erwähnenswert sind im vorliegenden Gebiet das Hetzligermoos, das Torfmoor Studeweid bei Geiss (Geissmoos Menznau), insbesondere aber das rund 250 ha grosse Rüediswilermoos, dessen Hochmoorbereich Ende des 18. Jahrhunderts mehr als 90 ha umfasste.

Während das knapp 50 ha grosse Torfmoor Studeweid praktisch vollständig abgebaut worden ist, sind vom einst rund 75 ha umfassenden Moorkomplex von Rossmöslü über Rüzellige bis zum Hetzlinger-, Rohrbach- und Gluggeremoos bloss noch wenige Reste (ca. 3 ha) erhalten geblieben, die im nationalen Inventar der Flachmoore von regionaler Bedeutung unter der Nr. 2478 aufgeführt und unter lokalen Schutz gestellt worden sind. Über das Schicksal des Rüediswilermoos wird auf S. 200ff. ausführlich berichtet.

Im Laufe der letzten beiden Jahrhunderte wurden in der Schweiz die meisten Moore entwässert, umgebrochen, aufgedüngt und zu humusreichen organischen Böden hergerichtet (STRÜBY 1947, GRÜNIG 2007, 2008). Beim Umbrechen (Ackern) wird der (organische) Torf zunehmend mit dem (mineralischen) Unterliegenden vermischt, so dass sich ein humoser organischer Boden entwickelt, der (zumindest vorübergehend) so fruchtbar ist, dass gegenwärtig viele dieser Areale als Fruchtfolgeflächen (FFF) zu den wertvollsten Landwirtschaftsflächen des Landes zählen.

Regelmässiges Ackern derartiger Böden kann aber die Resttorfschichten so stark belüften, dass ein jährlicher Bodenverlust von bis zu 1,5 cm resultiert. Unter solchen Nutzungsregimes dürfte der Kohlenstoffverlust bis zu 10 t C pro Hektare betragen, welche die Atmosphäre alljährlich mit >30 t CO₂ belasten (WÜST & LEIFELD 2018). Anhaltender Verlust organischen Bodenmaterials zehrt nicht nur am Humuskapital und an der Fruchtbarkeit, sondern widerspricht den Geboten der Nachhaltigkeit.

Bei intensiv genutzten Fruchtfolgeflächen lässt sich die ursprüngliche Ausdehnung von Torfarealen bzw. Vorkommen oder das Fehlen organischer Böden aufgrund ihrer dunkeln Färbung sowohl im Feld als auch mit Luftbildern recht zuverlässig eruieren. Dies gilt insbesondere für Luftbilder, die unmittelbar nach Bodenumbürchen oder Erntearbeiten aufgenommen wurden. Aufschluss über allfällige Boden- und Qualitätsveränderungen kann die Auswertung von Luftbildzeitreihen liefern (s. S. 177ff.).

Sümpfe, Riede (z. T. drainiert)

Im vorliegenden Gebiet (v.a. im Gebiet der Blätter Sumiswald und Langnau) wurden Sumpf- und Riedflächen eher zurückhaltend ausgeschieden. Im Gebiet von Blatt Wolhusen sind entsprechende Feuchtfächen unter anderem zwischen den Moränenwällen bei Koord. 2654/1212 und 2655/1217 sowie an diversen Stellen auf der mittelleistozänen Moränendecke nördlich der Bramegg ausgeschieden.

q_a Rezente Alluvionen

Die Abgrenzung bzw. Kartierung der rezenten Alluvionen ist nicht nur vom jeweiligen Bearbeiter geprägt, sondern hängt auch stark von der Datenlage (Historische Berichte, Altersbestimmungen), dem Verbauungsgrad des Gewässers und der Definition des rezenten Zeitrahmens ab. Diese Problematik sei nachstehend kurz anhand der im Gebiet der Blätter Langnau und Wolhusen kartierten Alluvionen erläutert:

Im westlichen Napfgebiet (Blatt Langnau) ist die gesamte tiefste Talebene (heutiger Talboden) mit q_a bezeichnet. Diese wurde beispielsweise beim Hochwasser vom 13.8.1837 (s. J. Gotthelf: «Die Wassernot im Emmental») völlig umgestaltet. Da die Begriffe «rezent» (lat. recens = kürzlich, frisch) und «subrezent» in der Geologie das ganze Holozän, also die letzten rund 12 ka umfassen kann, wurde hier nicht zwischen dem heutigen, aktiven Bach- bzw. Flussbett und den angrenzenden, nur wenig höher gelegenen Ablagerungen (Hochflutlagen, Bachschutt) unterschieden. Letztere könnten ja nach jedem weiteren 100-jährigen Hochwasser wieder vollständig umgestaltet sein.

Im Gebiet von Blatt Wolhusen dagegen wurden diese jungen Ablagerungen differenzierter dargestellt, d.h. neben q_a wurden im Änzliggertal, im Seewagtal

und zwischen Werthenstein und Ennigen noch Überschwemmungssedimente (s. q_{ii} und q_{sit}) auskartiert. Die drei genannten Ablagerungsräume zeichnen sich durch folgende Gemeinsamkeiten aus:

- Die Bach- und Flussstrecken sind stark verbaut.
- Sie umfassen Akkumulationsgebiete, die den Gewässern mehr Raum bieten als im Oberlauf, wo von Wildbächen gesprochen werden muss.
- Im Änziwiggertal und im Seewagtal wurden diese «jungen» Schichten pollenanalytisch datiert und ergaben ein bis ins Spätglazial (Bölling) zurückreichendes Alter.

Dies begründet die zusätzliche Unterteilung von q_a . Es ist aber klar, das die auf der Karte festgeschriebenen Grenzen nur eine Momentaufnahme darstellen, die rasch ändern kann.

Die Kartierung dieser «Deckschichten» hat natürlich auch Auswirkungen auf die Deutung der tieferliegenden Talfüllung und der Talgenese. Es geht dabei vor allem um die Frage des Tiefgangs der rezenten Alluvionen (s. a. Bemerkungen zu den quartärgeologischen Profilen, S. 161 ff.).

Junge rezente Alluvionen (q_a) wurden am Oberlauf der Änzi- und der Buechwigger, im Seewagtal nördlich von Daiwil, längs der Kleinen und Grossen Fontane sowie im Tal der Kleinen Emme oberhalb von Werthenstein ausgeschieden. Es handelt sich grösstenteils um siltig-sandige, lokal schwach kiesige Überschwemmungs- und Hochflutsedimente, die sich randlich mit Bachschutt oder abgeschwemmter Moräne verzahnen. Eine Unterscheidung von den sehr ähnlichen nacheiszeitlichen Schottern und Überschwemmungssedimenten (s. o.) ist nur anhand deduktiver Überlegungen und mit Hilfe von Altersbestimmungen (Pollenanalyse, Lumineszenzalter) möglich.

Künstliche Auffüllungen, Aufschüttungen

Bahn- und Strassendämme sowie örtliche Terrainverbesserungen sind die häufigsten künstlichen Aufschüttungen. Bei den Auffüllungen handelt es sich um Deponien in Gruben und lokalen Geländevertiefungen, die Aushubmaterial, Bauschutt oder Kehricht enthalten. Die meisten dieser Areale sind rekultiviert, müssen aber dennoch gegebenenfalls als Altlasten bezeichnet werden.

Ein interessantes Beispiel einer künstlichen Materialverlagerung (eine Kombination von Abbau und Aufschüttung) ist im Gebiet der Gammenthal-Schotter nördlich von Sumiswald dokumentiert. Hier wurde 1908 für den Bahnbau erstmals eine Grube eröffnet (bei Koord. 2622.80/1209.45). Der abgebaute Kies diente zur Aufschüttung des gegenüberliegenden Bahndamms.

Viele Hochflächen im Napfgebiet unterliegen zur Zeit einer intensiven morphologischen Überprägung durch agrotechnologische Bodenverbesserungen, was zukünftige geologische Detailkartierungen erschwert.

Bemerkungen zu den quartärgeologischen Profilen

Die quartärgeologischen Profile zeigen, wie verschieden die eiszeitlichen Vorgänge und deren Produkte im Gebiet der hier dargestellten Kartenblätter in Erscheinung treten: Einerseits ist im östlichen Napfgebiet mit dem Tal der Kleinen Emme und ihren Zuflüssen die erosive und akkumulative Komplexität der Talfüllungen, verursacht durch Vorgänge der Letzten und früherer Eiszeiten, sichtbar, während andererseits im Emmental, und ganz besonders in der Talung von Gammenthal über Häusernmoos-Dürrenroth-Huttwil bis zum Lutherntal, schwierig interpretierbare Rinnen- und Beckenfüllungen von ausgeprägter Monotonie vorhanden sind. Insbesondere liegen hier über die Konfiguration der Rinnen, über deren Genese und Verfüllungen wenig gesicherte Kenntnisse vor. In der Figur 23 wird versucht, die stratigraphischen Korrelationen und Zusammenhänge für das Gebiet der bearbeiteten Kartenblätter darzustellen.

Die Talquerprofile zeigen durchwegs Felsrinnen von beträchtlicher Tiefe bzw. Übertiefung. Das bedeutet, dass das steile Relief der Eggen und Grate des Napfberglandes sich unter den terrassierten Talfüllungen fortsetzt. Über die wirkliche Geometrie der ertrunkenen Felstäler muss aber vorerst noch spekuliert werden. Das Rotbachtal bei Häusernmoos könnte Beckencharakter haben und stünde damit in einem augenfälligen Gegensatz zu den engen Rinnen im Emmental. Allerdings ist sein östlicher Ausgang bei Schweinbrunnen wiederum eine recht enge Rinne (BÜRO WERNER 1992).

Mit der Datierung des Zell-Schotterkomplexes im Lutherntal (Schieferkohlen der Gondiswil-Formation), der Schieferkohle von Schweinbrunnen im Rotbachtal und des Dachs des Emmental-Schotters sind für die Rinnenfüllungen nur indirekte Minimalalter bekannt. Somit muss nicht nur über die Geometrie der tiefen Täler, sondern auch über deren Alter spekuliert werden.

Die beiden nachfolgend erläuterten Profile sind für das Gebiet der drei dargestellten Kartenblätter charakteristisch:

- Das Profil durch das Grubengebiet bei Schwande-Egghüsli südlich von Wolhusen (Profil 8, Taf. IV) ist typisch für eine randglaziale, primär akkumulative Talfüllung, wo ein mittelpleistozäner Schotterkomplex (Äquivalent des Willisau-Schotters?) von jüngeren Eisrandbildungen überlagert wird. Eine ältere, vermutlich vorletzteiszeitliche Grundmoräne liegt direkt dem Molassefels auf und bildet die Basis dieser Quartärakkumulation. Deren Dach wird durch eine jüngere, zum letzteiszeitlichen Gletschermaximum gehörende Moränendecke gebildet. Ohne absolute Altersbestimmungen kann nicht ausgeschlossen werden, dass eventuell der ganze Komplex zur Letzten Eiszeit gehört.
- Das Profil durch das Alberswil-Ettiswil-Becken (Fig. 28; im Gebiet von Blatt Sursee gelegen) zeigt die typische Füllung eines im Fels eingebetteten, über-

tieften Zungenbeckens. Die Übertiefung beträgt hier mindestens 60 m. Zur Charakteristik einer solchen Beckenfüllung gehört die basale, dem Fels aufliegende Grundmoräne, die genetisch mit mächtigen feinkörnigen Beckensedimenten (häufig in der Fazies einer Gletscherseemoräne [Waterlain Till]) verbunden ist, die proximal ihrerseits mit den distaleren sandigen Sedimenten der Endmoräne (in der Form eines Eisrandschwemmkegels) in direktem sedimentärem Kontakt stehen. Im Fall des Alberswil-Ettiswil-Beckens erfolgte die finale Verlandung mit einer Fining-Upward-Aufschotterung und nicht, wie in benachbarten Becken, mit einer torfigen Verlandung. Auch hier stellt sich die Frage, ob die der Molasse aufliegende Moräne nicht doch zur Letzten Eiszeit, also zum LGM, gehört.

Die quartärgeologischen Profile im Gebiet von Blatt Wolhusen (Taf. III-VII) zeigen exemplarisch die Beziehungen zwischen dem Molassefelsrelief und der vor allem letzteiszeitlichen Überprägung. Auffallend ist, wie geringmächtig und wie kleinräumig gegliedert die letzteiszeitlichen Lockergesteine sind. Es wird im Folgenden versucht, einzelne Profile in einen grösseren Zusammenhang zu stellen. Dies geschieht mit dem ausdrücklichen Verweis auf die genetischen Unterschiede in der Talmorphologie und deren Füllung im Gebiet der benachbarten Atlasblätter Sumiswald und Langnau. Dort fehlt die geologisch-morphologische Überprägung («Politur») durch die Dynamik der Letzten Eiszeit. Die Profile zeigen neben den Lockergesteinen auch das unterlagernde Felsrelief. Dieses ist jedoch aufgrund der wenigen Bohrungen, insbesondere in den Tälern, nur schematisch darstellbar.

In den Profilen 8 (Talquerprofil, Taf. IV) und 9 (Tallängsprofil, Taf. V) ist das Gebiet Egghüsli-Obermoos dargestellt, dessen Aufbau aufgrund des Kiesabbaus und der zahlreichen Bohrungen gut dokumentiert ist. Es handelt sich um ein typisches ehemaliges Eisrandgebiet mit Staubecken. Im Talquerprofil kommt zum Ausdruck, wie die Lockergesteine bei Egghüsli mit einer grobkörnigen Beckenfüllung (Untergrabehüsli-Schotter) über einer basalen, möglicherweise älteren Moräne beginnen bzw. dass das in die Molasseunterlage eingetiefte Becken mit grobkörnigen Sedimenten verfüllt wurde. Anschliessend sind die jüngeren und zunehmend feinkörnigen Lockergesteine (den Obermoos-Hügel bildend) als eisrandnahe Stausedimente entstanden, mit charakteristischer Onlap-Geometrie der LGM-Grundmoräne. Die Situation im Gebiet Egghüsli-Ärnihof ist typisch für umfassendere Lockergesteinsabfolgen: Dieselben enthalten praktisch immer eine basale Beckenfüllung. Diese Füllung steuert die lokale Dynamik des Gletschers (mit zeitweiligem, sehr lokalem Aufschwimmen?) und erlaubt ein eigenständiges «morphologisches Wachstum» unabhängig vom Molasserelief.

Auffallend in den Profilen von Egghüsli-Bramegg ist der monotone Verlauf der Molassefelsoberfläche (im Besonderen in den Profilen 5, 6 und 7). Im Tallängsprofil (Profil 9) ist die Unterlage der Lockergesteine von Egghüsli als Gerade ein-

gezeichnet. Sie markiert den Verlauf einer ehemaligen, flachen Talrinne, durch die die Kleine Emme nach Norden zum Rottal hin entwässerte. Die Felssohle dieser alten Talung liegt im Profil im Norden höher als im Süden. Die genaue Lage und die Geometrie der Rinne sind jedoch zwischen Untergrahbehüsli und Egghüsli mit grosser Unsicherheit behaftet, da innerhalb derselben der Fels nirgends erbohrt wurde.

Die Profile 1–4 (Taf. III) ergänzen das Bild der Profile 5–8 (Taf. IV): Sie zeigen die durchwegs lockergesteinsfreie Felsrinne der Kleinen Emme und die LGM-Onlaps sowohl durch den Waldemme- als auch durch den Entlegletscher auf einen älteren Lockergesteinsdeckel auf der Bramegg.

Die Profile 10–14 (Taf. VI) zeigen eindrücklich, wie die saubere Felsrinne der Kleinen Emme bei Werthenstein talabwärts von einer beckenartig übertieften Rinne mit bis knapp 100 m Lockergesteinsfüllung abgelöst wird.

Die Verhältnisse im Seewagtal sind in den Profilen 16–20 (Taf. VII) dargestellt. Dieses Tal ist Teil der peripheren Entwässerungsrinne um den Napf (Zirkumnafentwässerung) und stellt ein im Holozän hydrographisch abgekoppeltes und trockengelegtes Talstück dar. Es ist mit bis ca. 50 m mächtigen, polygenetischen Sedimenten unbekanntes Alters auf das heutige Talniveau aufgefüllt. Nacheiszeitliche Alluvionen und Bachschuttkegel der seitlichen Zuflüsse prägen das heutige Landschaftsbild. Der einfache beckenförmige Felsverlauf im Seewagtal, wie in den Profilen dargestellt, bleibt vorläufige Interpretation.

Betreffend der Tafeln III, IV und VI sind folgende, zum Teil bereits von STEINER (1926) vorgelegte Beobachtungen und Interpretationen erwähnenswert:

- Westlich der Kleinen Emme beherrscht Molassefels die Talflanke. Auf der östlichen Seite dagegen dominieren letzteiszeitliche Lockergesteine (Hasle-Schotter, Rütimatt-Schotter, Grundmoräne), die einer Felsterrasse aufliegen, die einem prä-letzteiszeitlich gebildeten Talboden entspricht. Da die Schichtung der Molasse verschiedenenorts diskordant überlagert ist, handelt es sich eindeutig um eine Erosionsterrasse. Deren talseitiger Rand liegt im Allgemeinen 40–45 m über der aktuellen Talsohle.
- Die Flussgerinne von Kleiner Emme und Fontanne sind praktisch lockergesteinsfrei und verlaufen im Fels.
- Auf der Ostseite der Bramegg befinden sich ausgedehnte Rutschmassen, die sich aus LGM-Sedimenten lösen bzw. diese in ihrer gesamten Mächtigkeit bis auf die Felsoberfläche erfassen.
- Die «Höhenschotter» der Bramegg und des Steinhuserbergs liegen auf 700–1000 m und verkörpern die ältesten Quartärlagerungen des vorliegenden Gebiets.
- Reste der bei Wilzigen (Profil 1) auf ca. 700 m erbohrten Seebodensedimente und Gletscherseemoräne finden sich auch in den Profilen 5 und 6 (ungefähr

- auf gleicher Höhenlage). Sie weisen auf die Existenz eines ausgedehnten Stausees hin, der vermutlich in der Spätphase der Vorletzten Eiszeit existiert hat.
- Die auf einer Höhe von ca. 660 m erbohrten Schwande-Seebodensedimente repräsentieren einen Eisrandsee, der mit grosser Wahrscheinlichkeit durch die anfangs LGM vorrückende Gletscherfront (Werthenstein-Zunge und Rottal-Lappen) eingestaut worden ist.
 - Der am Ende der Letzten Eiszeit abgelagerte Hasle-Schotter ist von spätglazialen Bachschuttkegeln überlagert (Profile 1-6). Diese sind mitsamt dem Felssockel heute von tiefen Bachgräben durchsetzt, da sich die als Vorflut wirkende Kleine Emme längs ihrer heutigen Rinne nacheiszeitlich nochmals stark eingetieft hat.
 - Gesamthaft betrachtet unterlagert das heutige Gewässernetz ein höhergelegenes, vorletzteiszeitliches Gewässernetz, das via Bielbachtal zum Rottal hin entwässerte (s. Taf. VI).

Zwischen dem letzteiszeitlich überprägten östlichen Napfgebiet bzw. seinem Vorland und dem Emmental besteht die Talung Weier-Huttwil-Hüswil heute als eine Abfolge von schlecht definierten Wasserscheiden. Im Osten wird sie von der Luthernrinne begrenzt. Hier treffen zwei Rinnentypen nahezu senkrecht aufeinander: die mehr oder weniger parallel zum Alpenrand verlaufenden randglazialen Entwässerungsrinnen des Walliser Gletschers und die radiale Entwässerung des Napfberglandes. Es ist hier denn auch die radiale Entwässerung aus dem Napf, deren Rinne beim Zusammenfluss der beiden Systeme gute 20 m tiefer einerodiert ist (MÜLLER & SCHLÜCHTER 1997) und im Gebiet der Zeller Allmend eine reliktische Felschwelle (Felsriegel von Hüswil, s. u.) aufweist (Fig. 43). Die Luthernrinne ist ein talgenetisch äusserst aufschlussreiches Gebilde, das bereits in der Kartierung als solches erscheint und im Profil 4 (Taf. II) eindrücklich dargestellt ist. Das heutige Lutherntal liegt über weite Strecken neben dem alten Lutherntal, das in einem massiv übertieften und wieder verfüllten alten Talweg («Urluthernrinne» nach AMREIN 2002) gefangen ist. Bis zum Dach der Verfüllung beträgt die Übertiefung in der alten Rinne bis >80 m, bis zum Talboden im heutigen Tal noch um die 50 m. Das Füllmaterial der «Urluthernrinne» ist der dreiteilige Zell-Schotterkomplex. Die bisherigen Untersuchungen zeigen, dass der untere Teil des Zell-Schotterkomplexes dem Molassefels aufliegt (MÜLLER & SCHLÜCHTER 1997). Da die «Unteren Zeller Schotter» wahrscheinlich in die Spätphase der Vorletzten Eiszeit gehören, ergibt diese Alterseinstufung auch ein minimales Alter für die Bildung der tiefen Rinne.

Fig. 43: Felsisohypsenkarte mit Entwässerungsrinnen des mittleren Lutherntals zum Zeitpunkt der tiefsten Ausräumung, vor Ablagerung des Zell-Schotterkomplexes. Deutlich erkennbar ist der damals noch existierende Felsriegel bei Hüswil, der von der heutigen Luthern rechtwinklig durchschnitten wird. Nach MÜLLER & SCHLÜCHTER (1997).

In der geometrischen Beziehung zwischen der Rottal- und der Lutherntalrinne gibt es noch eine interessante Komplikation: Vor der Schüttung der «Unteren Zeller Schotter» verlief die «Urlutherntalrinne» südlich des Felsriegels von Hüswil und mündete unweit von Briseck ins Rottal (MÜLLER & SCHLÜCHTER 1997, S. 214; AMREIN 2002, s. a. Fig. 43). Im flusslosen Taltorso zwischen Gettnau und dem Wiggertal beschreibt E. Künzli (in LETSCH et al. 1907, S. 213ff.) Lehm und Torf, die auf einer dem Molassefels aufliegenden Grundmoräne vorkommen (verschwemmte Grundmoräne des Aare-Reussgletschers). Der Lehm wurde von der Ziegelei Gettnau grossflächig abgebaut. Die erwähnte Grundmoräne fehlt weiter westlich in der Rinne (LANG 1991).

Die Verfüllung im heutigen Lutherntal mit einer Mächtigkeit bis 25 m bei Zell besteht aus sandigem Schotter mit Lagen von sauberem Sand und unregelmässig auftretenden feinkörnigen Hochflutsedimenten.

Das heutige bei Häusernmoos offene, breite, beckenartige Tal ist offensichtlich ein Abbild des im Profil 2 (Taf. II) dargestellten übertieften Felstrogs. Dieses offene Felstal verengt sich nach Osten und wird ab Mussachen rinnenartig. Die Verfüllung der alten Rinne beginnt mit Grundmoräne und wahrscheinlich mit mächtigen Gletscherseemoränen (Waterlain Till), die im westlichen Teil, also im Becken von Häusernmoos, in feingeschichtete Seeablagerungen übergehen, während um Dürrenroth und im Huttwilwald mächtige Schotter (Dürrenroth- bzw. Rufswil-Schotter) mit feinkörnigen Zwischenlagen die heutige Rinne des Rotbachs und auch die Rinne der Wyssachen auffüllen. Im Becken von Häusernmoos schliessen am südwestlichen bzw. westlichen Beckenrand kiesig-sandige, zum Teil verlehnte Hangschuttkegel die Auffüllung ab.

Die schlecht definierte Wasserscheide zwischen dem Rotbach und dem Griesbach bei Weier ist offenbar eine morphogenetische Wiederholung einer bereits früheren Situation: Ist die Kote der Felsoberfläche im Becken von Häusernmoos noch bei ca. 625 m ü. M., so liegt sie bei Gammenthal im Griesbach bei ca. 610 m ü. M., jedenfalls wesentlich tiefer als 620 m ü. M. (Profile 1 u. 2, Taf. II). Es sieht so aus, also ob der südliche, früher funktionierende Ausfluss aus dem Becken von Häusernmoos in Richtung Grüne und Emmental durch mächtige Aufschotterungen verfüllt bzw. verstopft ist. Der Gammenthal-Schotter liegt offenbar meist direkt auf dem Molassefels und ist nach bisheriger Kenntnis nicht weiter gliederbar. Seine räumliche Beziehung zum Emmental-Schotter der Terrasse von Sumiswald kann weder aus Bohrungen noch aus Aufschlüssen rekonstruiert werden. Dass sich aber in der Wasserscheide zwischen Rotbach und Griesbach ein altes tal-morphologisches Erbe durchpaust, geht auch aus den Verwitterungsorgeln und den feinkörnigen, verlehnten Deckschichten im Dach des Gammenthal-Schotters lehrbuchartig hervor. Noch einmal sei erwähnt, dass hier viel Zeit archiviert ist und der Gammenthal-Schotter deshalb unzweifelhaft als vorletzteiszeitliches oder noch älteres Relikt – aus der ersten Talfüllungsphase nach der Grössten Eiszeit der Alpen (Möhlin-Eiszeit) – interpretiert wird.

Grossräumiger betrachtet hat die radiale Entwässerung aus dem Napfbergland sowohl im Osten mit Luthern und Wigger als auch im zentralen, nördlichen Teil mit Wyssachen und Langete sowie im westlichen Teil mit Griesbach und Grüne die «alte Entwässerungsrinne» spätestens mit den Ereignissen der Letzten Eiszeit trockengelegt und auch die Entwässerung der tiefen Rinnen zu kontrollieren begonnen.

Die Quartärprofile im Emmental zeigen interessante Komplexitäten und weisen auf fundamentale Fragen hin: Das Emmental, inklusive das Einzugsgebiet der Ilfis, ist kein einfacher, teilweise verfüllter Talweg in der Molasse. Vielmehr handelt es sich um ein mehrphasiges Rinnensystem, das einen Abschnitt der peripheren Napfentwässerungsrinnen darstellt.

Im Konfluenzbereich von Emme und Ilfis präsentiert sich das Tal, wenn alle Lockergesteine entfernt sind, als weites, offenes, mehrstufig in den Molassefels eingetieftes Becken. Jedoch sind sowohl das Tal der Ilfis als auch das eigentliche Emmental oberhalb von Schüpbach (inkl. seiner westlichen Zuflussrinne von Signau her) und dann wiederum unterhalb von Emmenmatt auf weniger als ein Drittel des ausgeräumten Raumes im Konfluenzbereich verengt. Hinzu kommt, und das gibt den Talbildungs- und Verfüllungsphasen im Emmental noch eine weitere Dimension, dass dieses Gebiet letzteiszeitlich von den alpinen Eisströmen nicht erreicht wurde. Wohl aber haben die Schmelzwässer des Emmegletschers, angereichert durch den Zufluss aus den Gebieten Linden-Röthenbach und Eggwil sowie diejenigen des Aaregletschers von Bowil-Signau und von Walkringen-Biglen, zu den Talfüllungen beigetragen. Der talmorphologisch jedoch wichtigste Einfluss verursachte der Rückstau der Emme durch den Eisrand des Walliser Gletschers bei Burgdorf mit der Bildung des Emmesees bis nach Hasle und dem entsprechenden Verlandungsrückstau weit hinauf ins Emmental und seinen Zuflüssen mit der Bildung des Emmental-Schotters. Dieser ist, auch wegen seiner geomorphologisch guten Definition als Emmentaler Hauptterrasse, in gewissem Sinne die geologisch-morphologische Referenzeinheit. Besonders deutlich kommt diese Situation in Profil 3 (Taf. VIII) zum Ausdruck, wo im Emmental bei Schüpbach und östlich davon im Ilfistal unterhalb von Langnau der Emmental-Schotter die tiefste ausgeprägte Terrasse bildet. Er stellt sozusagen die letzte, grosse zusammenhängende Aufschotterung ausserhalb der heutigen Alluvionen dar. An diesen beiden Stellen, bei Schüpbach und unterhalb von Langnau, bildet der Emmental-Schotter einerseits die Emmentaler Hauptterrasse, andererseits stellt er die Talfüllung dar. Das bedeutet, dass die tiefste Rinne im Emmental vor dem Einstau durch den letzteiszeitlichen Gletscher bei Burgdorf ausgeräumt war und dass die Verfüllung dieser Rinne bis auf das in der Kiesgrube Dicki bei Hasle-Rüegsau datierte Niveau des Emmental-Schotters aufgefüllt wurde. Mit dem Durchbruch der Emme bei Burgdorf nach dem Abschmelzen des dortigen Eisrandes haben sich Emme, Ilfis und deren Zuflüsse in die vorherige Aufschotterung erosiv eingetieft, nicht aber die Rinne ausgeräumt. Die nacheiszeitlichen Alluvionen im Emmental wären in einer

solchen Interpretation «nur» die aktuelle Umlagerung des Emmental-Schotter als Talfüllung. Die genetische Verfingerung zwischen der Aufschotterung in der tiefen Rinne und dem seitlichen Eintrag aus den Molassehügeln ist in den quartärgeologischen Profilen (Taf. VIII) vielleicht etwas zu stark betont dargestellt; es ist jedoch anzunehmen, dass dieses gegenseitige Aufschaukeln der zugeführten (umgelagerten) Molasse während der ganzen Zeit dieser Phase wirksam gewesen ist.

In Profil 3 (Taf. VIII) ist ebenfalls eine interpretative räumliche Beziehung zwischen älterem Schotter (Muttenfeld-Schotter) und dem Emmental-Schotter eingetragen. Aufgrund der räumlichen Anordnung der beiden Einheiten ist anzunehmen, dass vor der letzteiszeitlichen Aufschotterung mit dem Emmental-Schotter eine beträchtliche Ausräumung stattgefunden hat. Da aber der Emmental-Schotter der Talfüllungen nirgends zweifelsfrei unterteilt werden konnte, ist der Tiefgang der Ausräumung unbekannt – zumal materialmässig immer wieder der gleiche Schotter mit einem variablen Anteil an «frischer Zulieferung» von verwitterter Molassenagelfluh umgelagert worden ist.

Die höhere Terrasse des Muttenfeld-Schotter begleitet die Emmentaler Hauptterrasse von Mutten-Signau bis nach Rüderswil. Dabei hat die Interpretation der Profile 2 und 3 (Taf. VIII) weitreichende Konsequenzen: Die dortige Darstellung bedeutet, dass die Ausräumung der tiefsten Rinne (Hauptrinne) im Emmental jünger als der Muttenfeld-Schotter ist.

Seit der Ablagerung der «Höhenschotter» sind die damals weiten Talungen sukzessive rinnenartig eingetieft und zumindest partiell verfüllt und wieder ausgeräumt worden (z.B. Muttenfeld-Schotter, q_{SM} , s. Profile 4 u. 5, Taf. VIII). Auffallend sind die dabei entstandenen und heute noch landschaftsbildenden steilen Talflanken, wie beispielsweise an der Wannenfluh bei Ramsei, bei Hüselmatt-Dürsrüti talabwärts von Langnau und im Tal der Ilfis von Trubschachen bis ins Entlebuch. Die Ausräumung der Täler im Napfbergland ist somit nicht ein einfaches lokales Phänomen, sondern wird über die Erosionsbasis im «tieferen Mittel-land» kontrolliert.

Aus den Quartärprofilen geht ebenfalls hervor, dass der Emmental-Schotter auch in den Seitentälern kartierbar ist (z.B. im Heimisbach, Profil 1, Taf. VIII). Der Böschmatt-Schotter («Höhenschotter») erscheint als reliktsche Auflage in den Profilen 1 und 2 (Taf. VIII). Die rekonstruierten Übertiefungen sind zum Teil beträchtlich: gegen 50 m im Steibach und um die 100 m bei Ranflühmatte. Interessant in diesem Zusammenhang ist auch das Profil 3 (Taf. VIII), das für die Ilfis bei Langnau eine tiefere Felskote zeigt als für die Emme bei Schüpbach – auch das eine Folge der direkten radialen Entwässerung aus dem Napfbergland?

Morphologie und Landschaftsentwicklung

Das mit den drei Kartenblättern Wolhusen, Sumiswald und Langnau dargestellte Gebiet ist eine ausgeprägte Erosionslandschaft, mit flächenmässig beschränkten eiszeitlichen Ablagerungen in den Tälern. Der Napf ist mit 1406 m ü. M. die höchste Erhebung und zugleich das Zentrum des radial entwässernden Berglandes. Mit Ausnahme des südöstlichsten Gebiets von Blatt Langnau liegt das ganze Gebiet im Bereich der mittelländischen Molasse. Paläogeographisch gehören die Gesteine zum zentralen bis distalen Bereich des mittel- bis spätmiozänen Napf-Schuttfächers mit den vorwiegend grobkörnigen Konglomeraten, die das Napfbergland zum Nagelfluhgebirge werden liessen.

Nach CEDERBOM et al. (2004, 2011) fand der Sedimenteintrag ins Molassebecken vor 5–6 Ma seinen Abschluss. Die jüngsten noch vorhandenen Schichten der Napf-Formation sind durch KÄLIN & KEMPF (2009) säugetierpaläontologisch und magnetostratigraphisch auf 13,7 Ma datiert. Nach diesen Datierungen ist das Napfbergland das Resultat von mindestens 6 Ma dauernder Erosion. Der heutige Höhenunterschied zwischen dem Napfgipfel und dem Entlebuch bei Escholzmatt beträgt etwa 600 m. Mindestens um diesen Betrag sind Nagelfluh, Sandsteine und Mergel im südlichen Napfgebiet abgetragen worden. Hier muss noch jener Betrag an abgetragener Molasse dazu gerechnet werden, der ursprünglich zwischen den jüngsten noch vorhandenen Schichten und dem Ende der Molassesedimentation abgelagert worden ist: Dieser wird auf >200 m geschätzt. Das bedeutet, dass zwischen dem heutigen Napfgipfel und dem Alpenrand im Entlebuch grössenordnungsmässig ein knapper Kilometer Molassegestein erosiv entfernt worden ist.

Die wohl wichtigste Komponente, die dem Napfbergland seine morphologische Eigenständigkeit gegeben hat, ist die Entwicklung der Talung um den Napf, durch welche die radiale Entwässerung über vier Auslaufstellen abgeführt wird: Kleine Emme im Osten, Langete und Wigger im Norden sowie Emme im Westen. Die Erosion des südlichsten Teils der Rundtalung – die Bildung eines Ur-Entlebuchs – war die erste wichtige Phase in der Abkopplung des heutigen Napfberglandes vom Alpenrand. Dass sich diese Erosionsrinne im alpinen Streichen bilden konnte, ist wegen der hier vorhandenen weicheren und deformierten Molasseschichten nachvollziehbar. Ihre morphologische Weite und ihre Fortsetzung nach Westen (nach Schangnau) und nach Osten (bis in die Rinne von Richterswil am Zürichsee?) weisen auf eine alte Entstehung hin, die sich bereits mit dem Ende der Sedimentation im Napf-Schuttfächer entwickelt hat.

Die Entwicklung der weiteren Abschnitte der Zirkumnappfentwässerung stimuliert vor allem Modellvorstellungen:

- Im Norden muss die rückschreitende Erosion der Wigger in einer frühen Phase der Durchtalung des Schuttfächers eine so wirksame Drainage gebildet haben, dass sie bis heute auch die Luthern aufnehmen kann.

- Das Gegenspiel bildete die Alpenrandentwässerung aus dem Entlebuch mit der Kleinen Emme im Gebiet von Wolhusen. Die hydrographische Beziehung zwischen Kleiner Emme und Wigger verliert sich dabei in einer schlecht definierten Wasserscheide, dem Seewagtal.
- Eine ähnlich schlecht definierte Wasserscheide charakterisiert auch einen Talabschnitt im Westen zwischen Emme und Langete im Gebiet von Weier-Häusernmoos-Dürrenroth: das weite, offene Rotbachtal.
- Der am schwierigsten in die Zirkumnapftalung einzuordnende Abschnitt ist die Verbindung zwischen Entlebuch und Emmental. Nicht die Emme ist hier die Hauptrinne, sondern die Ilfis, die einen wichtigen Teil des südwestlichen Napfberglandes entwässert. Auffallend ist hier die Talmorphologie zwischen Marbach und Trubschachen: Die steilen Talflanken sind im Vergleich mit dem übrigen System morphologisch frisch und somit jung. Dieser fast schluchtartige Talverlauf kontrastiert mit der umgebenden Hochfläche der Buhusegg (im Südwesten) und von Glicheberg-Turner (im Nordosten), in welche die Eintiefung stattfand.

Der Versuch einer Zusammenfassung der Zirkumnapftalbildung könnte folgendermassen lauten: Dieses Entwässerungssystem besteht aus Talabschnitten unterschiedlichen Alters. Der älteste Teil ist die hydrographische Abkopplung vom Alpenrand, also die Bildung des Entlebuchs. Schon früh aber muss auch die rückschreitende Erosion vom Mittelland her durch Wigger, Langete und Emme wirksam geworden sein. Die Verbindungen vom Entlebuch zur Ilfis und gewissermassen von seinem westlichen Teil, dem heutigen Becken von Schangnau, zum Emmental, verlaufen durch zwei Schluchten, was interessante Fragen zur Talgenese zwischen Escholzmatt und Schangnau aufwirft. So oder so ist die Frage nach der Landschaft am Ende der Sedimentation im Napf-Schuttfächer und seiner Durchtalung quer zur Schüttungsrichtung zur Zeit der Platznahme der helvetischen Randkette auch aus der Sicht der Entstehung des Napfberglandes nicht ganz unwichtig – und vor allem nicht beantwortet.

Zur Bildung des Felsreliefs standen im Napfgebiet mindestens 6 Ma zur Verfügung. Die weitaus wichtigste Erosionskomponente waren die Flüsse, die aus einem einigermaßen homogenen Felsuntergrund den heutigen «Erosionsstern» (aus radial angeordneten Tälern bzw. Rücken) schufen. Die Gletscher als Landschaftsgestalter kamen erst in der jungen geologischen Vergangenheit dazu (s. Fig. 23). Das System der steil einfallenden bzw. senkrechten Brüche kontrolliert ebenfalls die Erosion und bestimmt vielerorts den Verlauf der Rinnen:

- Der Verlauf des Lutherntals ist durch die Streichrichtung der Brüche am Bodenbergr nordlich von Zell definiert (MÜLLER 1988, 1995). Diese finden ihre Fortsetzung am Änzisattel bis in den hinteren Hüttegrabe (FRÖHLICHER 1942, NINCK 2005).

- Ebenso ist der hintere Hornbach durch den Verlauf eines Bruchs bei Hochstaule vorgegeben.
- Die Streichrichtung eines Bruchs im Fuhrigrabe westlich von Benzenberg, zwischen Ranflüh und Grünenmatt, mit einer Fortsetzung bei Schaufelbühl-Hub (BLUM 2012) kann den Verlauf des Mittleren Emmentals erklären. Zudem bildet dieser Bruch möglicherweise den «tieferen Grund» für die Entstehung der Felsschwelle in der Terrasse von Ranflüh (s. Profil 2, Taf. VIII).

Die vordergründig rein fluviatil-erosive Gestaltung des Napfberglandes hat mit den steil einfallenden Brüchen somit auch eine strukturelle Komponente. Ein solches altes, strukturelles Erbe ist auch für die Anlage der Talung von Häusernmoos bis Huttwil durch die Streichrichtung der Ramsei-Synklinale bzw. der Huttwil-Antiklinale anzunehmen. Der Hinweis auf eine strukturelle Kontrolle zumindest einzelner Talanlagen im Napfbergland weist auf deren beträchtliches Alter hin. Sie müssen bereits in der frühen Phase der grossen Schichtlücke morphologisch wirksam gewesen sein.

Der erste dokumentierte Gletschervorstoss erreichte das Gebiet der hier dargestellten Kartenblätter während der Grössten Eiszeit der Alpen (Fig. 23). Dieser Vorstoss fand die Haupttäler in der heute vorhandenen Anordnung und mit vergleichbarem (ausgeprägtem?) Felsrelief vor, allerdings mit einem Talboden, der sich einige Dekameter über dem heutigen befand. Während der Grössten Eiszeit der Alpen bildeten sich sowohl im westlichen als auch im östlichen Napfgebiet mächtige Schotterablagerungen, die «Höhenschotter». An vielen Stellen wurden diese von Grundmoräne überdeckt bzw. füllten Eisranddeltabildungen («Stauschotter») das ältere Relief auf. Das alpine Eis bedeckte das Gebiet der drei Kartenblätter vollständig, und nur wenige Dekameter vom Napfgipfel ragten als Nunatak aus dem Eis. Diese grösste Gletscherausdehnung glich mit ihren Ablagerungen die vorherige fluviatile Erosionslandschaft aus. Ob sie zur Talneubildung geführt hat, ist fraglich. Auf jeden Fall wurde die «Höhenschotter»-Landschaft danach wiederum massiv fluviatil durchtalt und teilweise ausgeräumt. Die Tieferlegung der Talböden im Fels erreichte möglicherweise annähernd die heutigen Koten. Die heute noch existierenden Vorkommen von «Höhenschotter» sind durchwegs Teil der Erosionslandschaft, d.h. dass sie nur noch als Relikte vorhanden sind und, je nach morphologischer Position, in tiefgreifende Pedogenesen integriert sind.

Die erosive Überprägung der «Höhenschotter»-Landschaft wurde in der gesamten peripheren Napftalung von Aufschotterungen unterbrochen, deren Verbindung zu einem Gletschervorstoss nicht eindeutig nachgewiesen ist und die nicht zwingend alle gleich alt sein müssen. Sie sind aber im Vergleich zu den letzteiszeitlichen Bildungen morphologisch klar höher gelegen.

Während der Letzten Eiszeit war das hier diskutierte Kartengebiet nur im östlichen Napfgebiet von alpinem und randalpinem Eis bedeckt. Damit wurde dort die fluviatil betonte Rücken- (bzw. Grat-) und Rinnenmorphologie ausgeleuchtet



Fig. 44: Schichtstufenlandschaft im hintersten Hornbach. Foto C. Schlüchter, 2018.

überprägt (Fig. 1). Um den Napfgipfel und den höher gelegenen Graten baute sich während des letzteiszeitlichen Gletschermaximums eine Lokalvergletscherung auf (s. Taf. IX). Die spektakulären Karmulden, wie zum Beispiel am Hängst, an der Napflue und am Hochänzi, sind morphologische Zeugen davon. Im westlichen Napfgebiet, im Emmental, beschränkte sich der Einfluss der Letzten Eiszeit (mit Ausnahme einer kleinen Lokalmoräne bei Speicherboden) auf die Aufschotterung infolge Rückstaus der Emme durch den Eisrand bei Burgdorf. Mit dem Ausfließen des Eisrandstausees bei Burgdorf erfolgte die rückschreitende Erosion in den Emmental-Schotter («Stauschotter») und damit die Ausbildung der Terrassen im Mittleren Emmental. Wenn die sanften Morphologien innerhalb der letzteiszeitlichen Gletscherausdehnung im östlichen Napfgebiet auf die reliefausgleichenden geologischen Prozesse durch den Gletscher zurückzuführen sind, so ist die offene und ebenfalls ausgeglichene Landschaft im nördlichen Teil der peripheren Napftalung zwischen Weier und Huttwil auf ausgedehnte Sumpflandschaften zurückzuführen, die bereits in der Letzten Warmzeit (Em) angelegt wurden.

Die klimatischen Wechsel seit der Grössten Eiszeit der Alpen haben im Napfbergland auffallende Geländeformen geschaffen. Es sind dies die als Chnübeli oder Hübeli bezeichneten, gerundeten Geländeformen. Sie tragen auf der Berner Seite meistens eine Linde oder einen Ahorn, auf der Luzerner Seite da und dort noch ein Kreuz. Bei diesen Formen handelt es sich nicht um an der Gletscherbasis erodierte Rundhöcker, sondern um periglaziale Abwitterungsformen. Viele haben als Folge der unterschiedlichen Temperatureinwirkung auf der Schatten- und der Sonnenseite eine ausgeprägte Nord-Süd-Asymmetrie. Diese speziellen Hübeli und Chnübeli sind Teil der feinstrukturierten Schichtstufenmorphologie des höheren Napfberglandes (Fig. 44) und bestehen meistens aus Nagelfluh. Ihre Auflageflächen bilden geringmächtige Mergellagen oder mergeliger Sandstein.

Auch heute ist das Napfbergland eine aktive Erosionslandschaft, wovon Massenverlagerungen bei Starkniederschlägen zeugen. Diese aktive Erosion führt auf den höher gelegenen Eggen und Graten zu delikaten, äusserst steilen Hängen, wo oft nur noch das Wurzelwerk der Bäume als «Armierung» für temporäre Stabilität sorgt.

Sümpfe und Torfmoore

Bekanntlich sind in unseren Breitengraden Seen und Sümpfe, insbesondere aber Moore nicht allein «Kinder des Wassers», sondern auch «Kinder von Eis und Zeit». Dies unterstreicht auch der im Quartärteil herausgestellte grundsätzliche geologische und geomorphologische Unterschied im Kartenbild der drei (bzw. vier) Napf-Blätter Wolhusen (und Schüpflheim, SCHLUNEGGER et al. 2016) sowie Sumiswald und Langnau. Die heutigen Landschaften auf dem Gebiet der drei (bzw. vier) Kartenblätter sind aber nicht allein das Ergebnis «von naturräumlichen Voraussetzungen [und] deren Änderungen im Laufe der Zeit» (KÜTTEL & WINTER 1999) sondern, vor allem was den Wasser- und Stoffhaushalt anbelangt, auch ein Produkt der Umgestaltung durch den Menschen.

Das heutige Entlebuch, welches sich fast über das ganze Gebiet von Blatt Schüpflheim sowie über den südöstlichen Bereich des Blattes Wolhusen erstreckt, verdankt seine Ausformung zu einem guten Teil dem Waldemme- und dem Entlegletscher. Diese Lokalgletscher drangen weit nach Norden vor und vereinigten sich im südlichsten Bereich von Kartenblatt Wolhusen mit dem mächtigen Aare-Reussgletscher. Letzterer hinterliess im nordöstlichen Viertel dieses Atlasblattes verschiedene grössere, aber auch kleinere Zungenbecken, die heute entweder zum Einzugsgebiet der Reuss (z.B. Herrewegmoos/Hapfigmoos, Graubaummoos sowie Rüediswilermoos) oder zu demjenigen der Aare (z.B. Soppensee-Grossmoos, Hetzlinger Moorkomplex sowie Tutensee und Studeweid) gehören. Die zahlreichen Moränenwälle und die mit Schottern und Verlandungsbildungen gefüllten Zun-

genbecken der Letzten Eiszeit bilden im Gebiet der nördlichen Hälfte von Blatt Wolhusen die wichtigsten Landschaftselemente (Fig. 45).

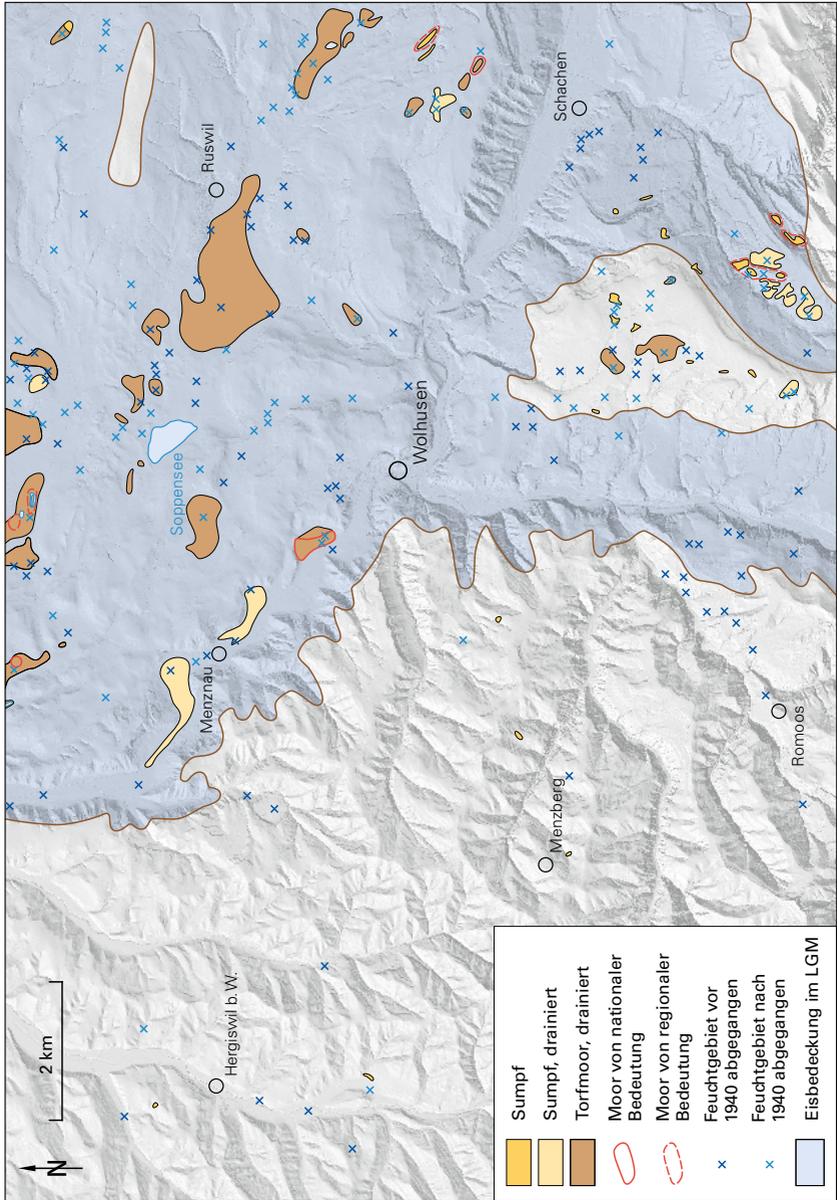
Mit pollenanalytischen Untersuchungen hat LOTTER (1999) die Vegetationsgeschichte der Nacheiszeit erhellt (s. S. 213, Kapitel Ur- und Frühgeschichte, historische Objekte). Sie reiht sich ein in das bekannte Grundmuster des zentralen schweizerischen Mittellandes: Pioniergesellschaften wurden von Steppen-Tundrengesellschaften abgelöst. Zwergstrauch- und Strauchphasen leiteten die spätletzteiszeitliche Bewaldung mit Birken und Föhren ein. Thermophile Laubwälder mit Lichtholzarten folgten aber erst im Holozän, und im Späten Atlantikum – also um 6 ka vor heute – begannen die Schattholzarten Buche und Weisstanne die Wälder umzugestalten und zu prägen (KÜTTEL & WINTER 1999).

Gemäss LOTTER (1999) machten sich die Menschen bereits in der Mittleren Steinzeit (Mesolithikum, ca. 6,7 ka vor heute) in der Naturlandschaft bemerkbar. Die egolzwilzeitlichen Rodungen um 6,3 ka vor heute waren wohl die ersten massiven Eingriffe, welche endgültig das Zeitalter der anthropogenen Prägung und Überformung der Landschaft einleiteten. Während sich diese zunächst auf eher tiefgründige Böden auf Kuppen- bzw. wenig geneigte Hanglagen beschränkten, blieben Feuchtgebiete, Sümpfe und Moore weitgehend unberührt und lange Zeit unbesiedelt. Die Hauptentwaldung im 13. Jahrhundert war nach FRÜH & SCHRÖTER (1904, S. 250) wohl der bedeutendste und folgenreichste Eingriff des Menschen ins schweizerische Landschaftsgefüge. Allerdings wurde anfangs des 18. Jahrhunderts mit einer wachsenden Bevölkerung und dem Einsetzen der Industrialisierung nicht allein Bauholz, sondern insbesondere Feuerholz knapp. Auf der Suche nach sogenannten Holzsurrogaten bzw. «unterirdischem Holz» begannen die Leute – angeregt von den Gebrüdern Johann Jakob und Johann Scheuchzer und schliesslich wohlwollend gefördert von der Obrigkeit – vielerorts und in zunehmendem Masse, Torfmoore zu entwässern und auszubeuten (BOSCANI LEONI 2017).

Fig. 45: Eisbedeckung während des LGM (s. a. Fig. 34) im Gebiet von Blatt Wolhusen sowie ehemalige und aktuelle Verbreitung von Sümpfen und Mooren, die sich seit dem Zurückschmelzen des Eises entwickelt hatten.

Dunkelblaue Kreuze stehen für Feuchtgebiete, die bereits zwischen 1850 und 1940 abgegangen sind und an deren Existenz heute nur noch Flur- und Ortsnamen erinnern (FRÜH & SCHRÖTER 1904, S. 300ff., WASER 1996). Hellblaue Kreuze symbolisieren Feuchtgebiete, die zwischen 1940 und 1946 im Rahmen des ausserordentlichen Meliorationsprogrammes (Plan Wahlen, Anbauschlacht; STRÜBY 1947), aber auch noch später entwässert, abgebaut, kultiviert und zerstört worden sind. Rot umgrenzte Gebiete kennzeichnen diejenigen Moorreste, die in den eidgenössischen Moorinventaren aufgeführt und formell geschützt sind (s. Tab. 1, S. 201).

Die Figur zeigt, dass im Gebiet des Kartenblattes Wolhusen vor allem grössere Moore «Kinder des Eises» sind bzw. waren. Dies trifft auch für das Gebiet zwischen den letzteiszeitlichen Gletschern (Waldemme und Entle) zu, welches im Mittleren Pleistozän eisbedeckt war, während des LGM jedoch nicht mehr von Eis überflossen wurde. In Gebieten ohne ehemalige Eisbedeckung sind Moorbildungen – vor allem auch reliefbedingt – relativ selten und häufig so klein, dass sie im abgebildeten Massstab nicht darstellbar sind.



Nach Mitte des 19. Jahrhunderts wurde das schweizerische Eisenbahnnetz erstellt, welches unter anderem den Massenimport von vergleichsweise kostengünstiger Steinkohle ermöglichte. Letzteres war nicht nur Voraussetzung zur Realisierung der Ersten Juragewässerkorrektur (1868–1891), sondern auch zur «maschinellen Herstellung von Drainröhren, die nach 1850 von England aus den Kontinent eroberte» (PFISTER 1995) und letztendlich auch die Drainagetätigkeit in der Schweiz förderte und effizienter machte (STUBER & BÜRGI 2018, S. 69). Aufgrund rapide schwindender Waldflächen und Holzressourcen wäre hierzulande die maschinelle Herstellung – insbesondere das energieaufwändige Brennen der Tonröhren – ohne Verfügbarkeit von Steinkohle kaum möglich gewesen. «Der Angriff auf die Moore setzte eben in dem Zeitpunkt ein, als sich die Leidenszeit des Waldes ihrem Ende entgegenneigte» (PFISTER 1995).

Zu Beginn des 20. Jahrhunderts hatten Torfausbeutung und vor allem die seit 1885 von der öffentlichen Hand subventionierte Drainagetätigkeit landesweit ein derartiges Ausmass angenommen, dass FRÜH & SCHRÖTER (1904, S. 250) diese «Eingriffe des Menschen auf die Moorflächen» wohl zu Recht als «die grössten, wenn auch fleckenförmig verteilten Umwälzungen im Landschaftsbild seit der Hauptentwaldung, speziell seit dem XVIII. Jahrhundert» hielten.

Beispielsweise führt Tabelle 1 (S. 201) für das Gebiet des Atlasblattes Wolhusen insgesamt 18 Moore auf, in denen nachweislich Torf abgebaut worden ist. 16 davon liegen im letzteiszeitlich gletschergeprägten Gebiet, das im Nordosten von Blatt Wolhusen rund 45 km² umfasst (Fig. 45). Die vielen Torfstichsignaturen in der Erstausgabe der 1891 publizierte Siegfriedkarte belegen, dass die Menschen spätestens seit den 1880er-Jahren begonnen hatten, diese Landschaft – im wahrsten Sinne des Wortes – umzuwälzen, indem sie es nicht allein beim Torfgraben bewenden liessen, sondern viele weitere Sumpf- und Moorflächen entwässerten, umpflügten, düngten und intensiver zu nutzen begannen.

Im Ersten Weltkrieg erfuhren die Umwälzungen in der Landschaft vor allem aber in den Mooren eine weitere Steigerung, denn infolge reduzierter oder unterbrochener Kohleeinfuhr lancierte der Bund zur Linderung der aufziehenden Brennstoffnot die Torfkampagne 1917–1921: «Die mit grossen staatlichen und privaten Kapitalien gegründete Schweizerische Torfgenossenschaft (STG) und die mehr als 300 grösseren Torfbetriebe produzierten rund 1 Million Tonnen Torf». Demgegenüber steht: «Der Rechnungsabschluss der STG ergab im Jahre 1923 einen Verlust von 7 Millionen Franken» (ZWEIFEL 1948, S. 106f.).

Im Vorfeld, insbesondere aber während des Zweiten Weltkriegs wurden die Eingriffe in die Landschaften, Feuchtgebiete und Moore noch umfang- und auch folgenreicher. Sie gipfelten im Schweizerischen Anbauwerk (Plan Wahlen), insbesondere im «ausserordentlichen Meliorationsprogramm» (STRÜBY 1947). So wurden weitere Torfmoore und viele Feuchtgebiete tiefgreifend entwässert, einerseits um im Vergleich zum Ersten Weltkrieg noch mehr Brenntorf abzugraben, andererseits um sie durchmeliorieren und zur rationellen, intensiven Landnutzung her-

richten zu können. Ebenfalls drainiert, hergerichtet und viel intensiver genutzt wurden die meisten, bis anhin extensiv genutzten und deshalb artenreichen Streuwiesen. Im Mittelland betraf dies zwischen 1941 und 1946 eine Fläche von rund 800 km² (STRÜBY 1947). Im Lauf der Zeit erwiesen sich verschiedene dieser Flächen als eher problematisch, fragwürdig oder gar ungeeignet und kostspielig im Unterhalt.

Insgesamt wurden zwischen 1885 und 2008 mehr als 1920 km² Landwirtschaftsland¹ mit tatkräftiger Unterstützung der öffentlichen Hand drainiert (BÉGUIN & SMOLA 2010), was knapp 5% der Fläche der Schweiz bzw. einem Fünftel der gesamten landwirtschaftlichen Nutzfläche entspricht, die gegenwärtig noch etwas über 10 000 km² umfasst.

Der nordöstliche Bereich des Atlasblattes Wolhusen umfasst etwa 45 km², die vom letzteiszeitlichen Aare-Reussgletscher kräftig überformt worden sind. Dieses Areal entwässern heute Stäubligbach und Bielbach über die Kleine Emme zur Reuss, während Schwarzebach und Rot Anteil am Einzugsgebiet der Aare haben.

Die «Übersicht[s]karte] über die in den Jahren 1940–1946 subventionierten Meliorationen» (STRÜBY 1947) weist im hier betrachteten Gebiet insgesamt 46 Drainageprojekte aus, d.h. durchschnittlich ein Projekt pro Quadratkilometer. Alle 46 Projektflächen sind nicht nur als «entwässerungsbedürftig» eingeschätzt, sondern im Rahmen des «ausserordentlichen Meliorationsprogrammes» auch tatsächlich drainiert worden. Dies zeigt, dass hier die «Anbauschlacht» besonders ausgeprägt war und bis heute tiefe Spuren hinterlassen hat.

In der Regel umfassten die Drainageprojekte des «ausserordentlichen Meliorationsprogrammes» einige Hektaren, konnten sich aber auch über mehr als 50 ha erstrecken. Letzteres trifft zu auf das Gebiet «Moos», das sich 2,5 km südöstlich von Ruswil² bei Koord. 2654.0/1213.6 befindet. Der Flurname «Moos» zeugt von einem ehemaligen Moorkomplex, der sich nach dem Zurückschmelzen des letzteiszeitlichen Aare-Reussgletschers hinter dem Moränenwall von Mittelmoos–Innermoos–Aussermoos entwickelte. Schliesslich erstreckte er sich über mehr als 60 ha, welche unter anderem die Fluren Mittelmoos–Moos[ächer]–Moosw.[ald]–Herrenwegmoos–Hapfigmoos umfassten (Fig. 46a).

Der Vergleich des schwarz-weissen Luftbildes aus dem Jahr 1933 (Fig. 46b) mit dem Topographischen Atlas (Fig. 46a) zeigt, dass der Torfabbau im «Moos»

¹ Die Gesamtfläche dürfte wohl noch grösser sein, da einige Flächen wahrscheinlich von Privaten ohne staatliche Subventionen drainiert und daher nicht systematisch erfasst wurden (BÉGUIN & SMOLA 2010, S. 13). Bestätigt werden diese Aussagen durch die «Drainagekarte der Schweiz» bzw. Tab. 4 in HÜRDLER et al. (2015, S. 30 f.), die – bei weitgehendem Ausschluss der Bergzonen – eine Gesamtdrainagefläche von etwas mehr als 2000 km² ausweisen.

² 32,4 km² bzw. 72% der 45 km² grossen Gemeinde Ruswil werden landwirtschaftlich genutzt. 196 Betriebe hielten im Jahr 2016 7525 Stück Rindvieh, 32 860 Schweine und 88 500 Hühner. Damit ist Ruswil nicht nur eine der grössten, sondern auch eine der intensivsten genutzten Landwirtschaftsgemeinden der Schweiz.

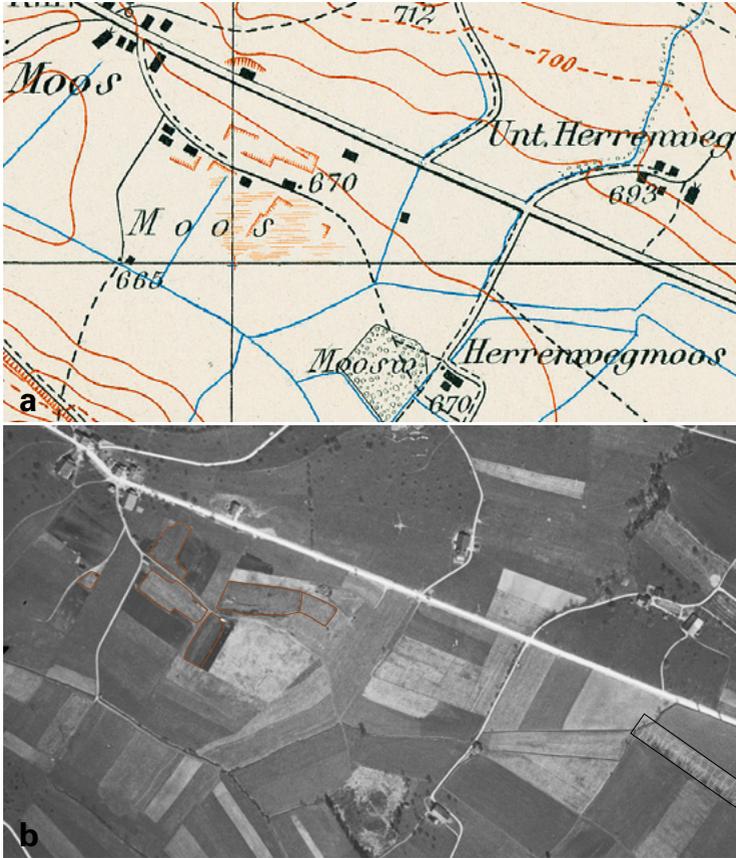


Fig. 46: (a) Ausschnitt aus dem Topographischen Atlasblatt (Siegfriedkarte) 199 Ruswil, Ausgabe 1898. Gestaut vom Moränenwall im Westen sind auf der Ebene zwischen den Höfen Moos und Herrenwegmoos Flachmoore aufgewachsen, die sich bis zu einem mehrere Meter mächtigen Hochmoor entwickelten. Braune Torfstichsignaturen zeigen, dass Ende des 19. Jahrhunderts der Torfabbau in vollem Gange war. Wegen ihres sehr hohen Wassergehalts mussten frisch gestochene Torfbriketts einen aufwändigen Trocknungsprozess durchlaufen. Nach mehrmaligem Wenden wurden sie im Freien zu «Turpenmannli» gestapelt. Hinreichend angetrocknet und fest, liesen sie sich in gut durchlüftete Torfhütten verfrachten, um ihrem Verwendungszweck als «Brennholzsurrogat» weiter entgegen zu trocknen. (b) Identischer Geländeauschnitt im Luftbild vom 6. 4. 1933. Die braunen Linien folgen dem Verlauf von Torfstichfronten und -wänden. Hell- bis mittelgraue Farbtöne sind typisch für isolierte Torfkörper, die entwässert und häufig verheidet sind. Bei dunkelgrauen bis schwarzen Flächen hingegen handelt es sich meist um jüngst abgebaute Torffelder und/oder frisch umgebrochene organische Böden. Das schwarze Kästchen rechts unten umgrenzt eine frisch drainierte Fläche.

wohl auch nach dem Ersten Weltkrieg weitergeführt worden ist. Einige verschwundene Torfhütten deuten aber an, dass die hohe Zeit des Torfgrabens wohl bereits vorbei war, spätestens aber nach den umfangreichen Gebietsentwässerungen und Moordrainagen (STRÜBY 1947) aufgegeben worden sein dürften. Nahe legt dies unter anderem auch die Namensänderung auf der 1954 publizierten Landeskarte: Die einstige Flur «Moos» heisst fortan «Moosächer».

Zwei Generationen später – auf dem farbigen Luftbild aus dem Jahr 2016 (Fig. 47a, b) – sind die ehemaligen Moorgebiete immer noch an der auffällig dunkelbraunen oder schwarzen Farbe zu erkennen, welche organische Böden unmittelbar nach ihrem Umbruch zeigen (1 in Fig. 47a). Helle Strichmuster in den dunklen Flächen bilden den Verlauf der Drainagenetze ab, denn die Drainagestränge, welche den Boden entwässern sollen, belüften in ihrer unmittelbaren Nähe den darüberliegenden Torf bzw. den organischen Boden kräftiger als in grösserer Entfernung. So wird der Kohlenstoff lokal rascher oxidiert und als CO_2 in die Atmosphäre emittiert. Dabei verliert der humusreiche organische Boden an Volumen, weshalb er im unmittelbaren Bereich der Drainagestränge mit der Zeit immer mehr ausbleichen scheint. Im Grunde genommen schwindet aber bloss (!) die organische Substanz bzw. der (dunkle) Kohlenstoff, so dass die helleren Farben der darunter liegenden mineralischen Bodenhorizonte, beispielsweise Lehm, Sand, oder im Extremfall Seekreide, immer mehr in Erscheinung treten (2 in Fig. 47a). Etwas diskreter, aber erstaunlich klar, lässt das Luftbild den Verlauf von Drainagenetzen auch auf frisch abgeernteten Flächen erkennen. In diesen Fällen sorgen die Drainagestränge für nährstoffreichere und etwas feuchtere Verhältnisse, so dass sich die Vegetation lokal rascher vom Ernteschock erholen kann, was in Figur 47a an den grünen Strichmustern zu erkennen ist (3 in Fig. 47a).

Bei Fortführung des aktuell allzu intensiven, nicht nachhaltigen Nutzungsregimes, bei dem pro Hektare und Jahr 0,5 bis 1,5 cm bzw. rund 100 m^3 organischer Boden aufgezehrt und dabei über 30t CO_2 in die Atmosphäre emittiert werden dürften (WÜST & LEIFELD 2018), ist absehbar, dass in dieser Gegend früher oder später allein noch der Name «Mooshof» auf dem Scheunendach an die ehemaligen Moore und die (bloss vorübergehend!) daraus hervorgegangenen fruchtbaren organischen Böden erinnern wird (Fig. 47b).



Fig. 47: Ausschnitte aus dem Orthofotomosaik SWISSIMAGE 25. Aufnahmezeiten der Fluglinien: 12.5.2015, 10.6.2016 und 23.6.2016. (a) Gebiet Moosächer-Herrewegmoos. 1 = organischer Boden, entwässert; 2 = Mineralboden, Torfauflage inexistent und/oder weitgehend aufgezehrt; 3 = Drainagenetze. Der Rahmen oben links markiert den Bildbereich von (b) mit dem Mooshof.

TEKTONIK

Das Gebiet der Kartenblätter Langnau, Sumiswald und Wolhusen gehört fast ausschliesslich zur mittelländischen Molasse. Einzig die Südostecke von Atlasblatt Langnau wird noch der subalpinen Molasse zugerechnet (Fig. 48). Der tektonische Bau ist einfach, mit subhorizontal bis horizontal gelagerten Schichten und schwach ausgebildeten Falten. Im Südosten des Gebiets der Blätter Langnau und Wolhusen zeigen die Schichten ein gegen Süden zunehmend steileres Nordwestfallen, das den Übergang in die hauptsächlich ausserhalb der Kartengebiete gelegene Triangelzone der subalpinen Molasse anzeigt.

Erste ausführliche Angaben zur Lagerung der Schichten im Emmental und Entlebuch wurden von KAUFMANN (1872, 1886) gemacht. Genauere stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen des Molassebeckens erfolgten ab den 1920er-Jahren im Zuge der Erdöl- und Erdgasprospektion mit Detailkartierungen und Bohrungen (ALTHAUS & RICKENBACH 1947, LAHUSEN & WYSS 1995). Von den dabei ausgeführten Tiefbohrungen liegt allerdings keine innerhalb des auf den Karten dargestellten Gebiets. Weitere Kenntnisse lieferten ab den 1950er-Jahren seismische Untersuchungen (LEU 2012). Diese ergaben, dass die Molasse von Norden nach Süden eine deutliche Zunahme der Mächtigkeit aufweist. In der Nordwestecke des Gebiets von Blatt Sumiswald liegt die Basis der Molasseablagerungen in einer Tiefe von etwa 1000 m unter Meereshöhe. In den Südostteilen der Blätter Langnau und Wolhusen liegt diese etwa 3000 m unter Meereshöhe (SOMMARUGA et al. 2012). Die Molasseablagerungen erreichen somit eine Mächtigkeit von über 4000 m. Weiter gegen Süden, bei Marbach (Atlasblatt 75 Eggiwil), erreichen sie sogar Mächtigkeiten von bis über 5000 m. Nebst der Mächtigkeitszunahme der Molasseschichten von Norden nach Süden zeigen die Seismikdaten eine grossräumige flache Mulde der OMM (Fig. 49). Strukturanalysen, basierend auf Feldbefunden, zeigen zudem eine schwach ausgeprägte Wellung der obersten Molasseschichten (u. a. SCHUPPLI 1952, DELLA VALLE 1965 u. Taf. I). Eine genaue Lokalisierung der flachen Antiklinal- und Synklinalstrukturen gestützt auf Schichtmessungen ist jedoch schwierig, da sich die Orientierung der Schichtflächen quer zu den Strukturen meist nur um wenige Grad ändert und zudem Sedimentstrukturen (Kreuz- und Schrägschichtungen, Rinnenfüllungen, Erosionskontakte u. a.) vorliegen. Verlässlichere Angaben zur Orientierung der Schichten liefert in diesem Falle die Konstruktion der Schichtlage anhand der Höhenlage von über grössere Strecken verfolgbaren Leithorizonten (DELLA VALLE 1965). Die regionalen Antiklinal- und Synklinalstrukturen sind in Figur 48 dargestellt und nachfolgend beschrieben (von Südosten nach Nordwesten und von Osten nach Westen):

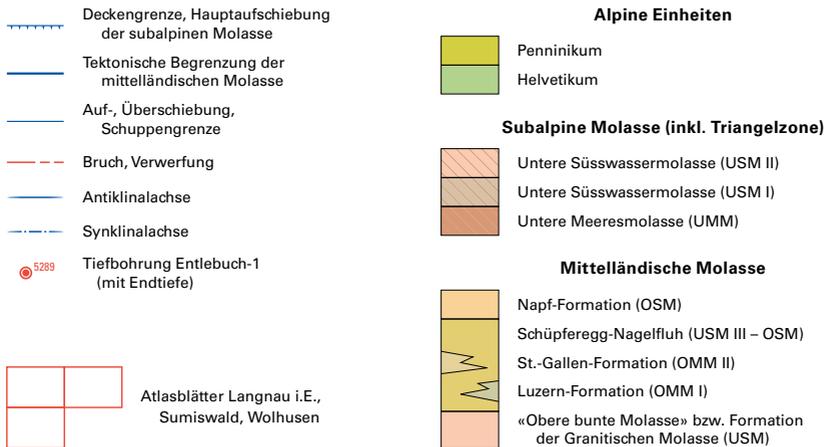
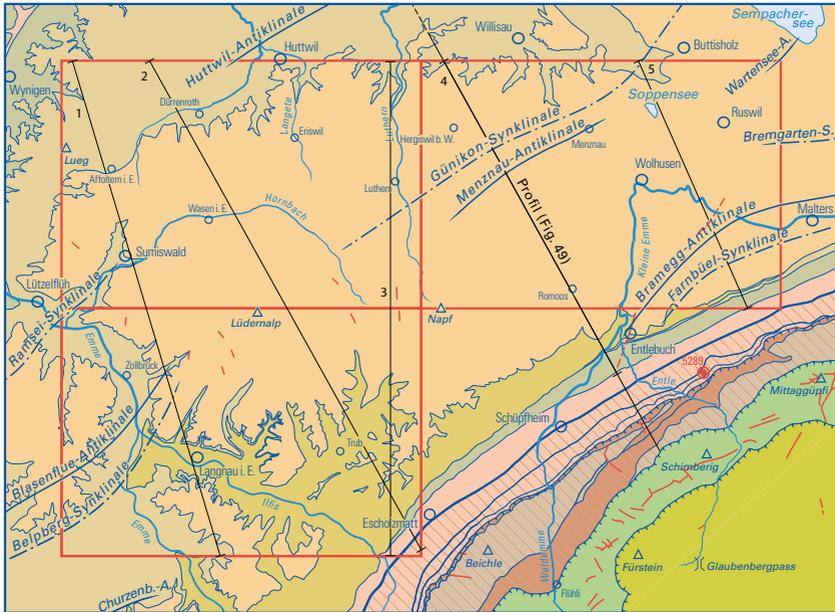


Fig. 48: Tektonische Übersichtskarte mit den regionalen Strukturelementen und Lage der Profile von Tafel I.

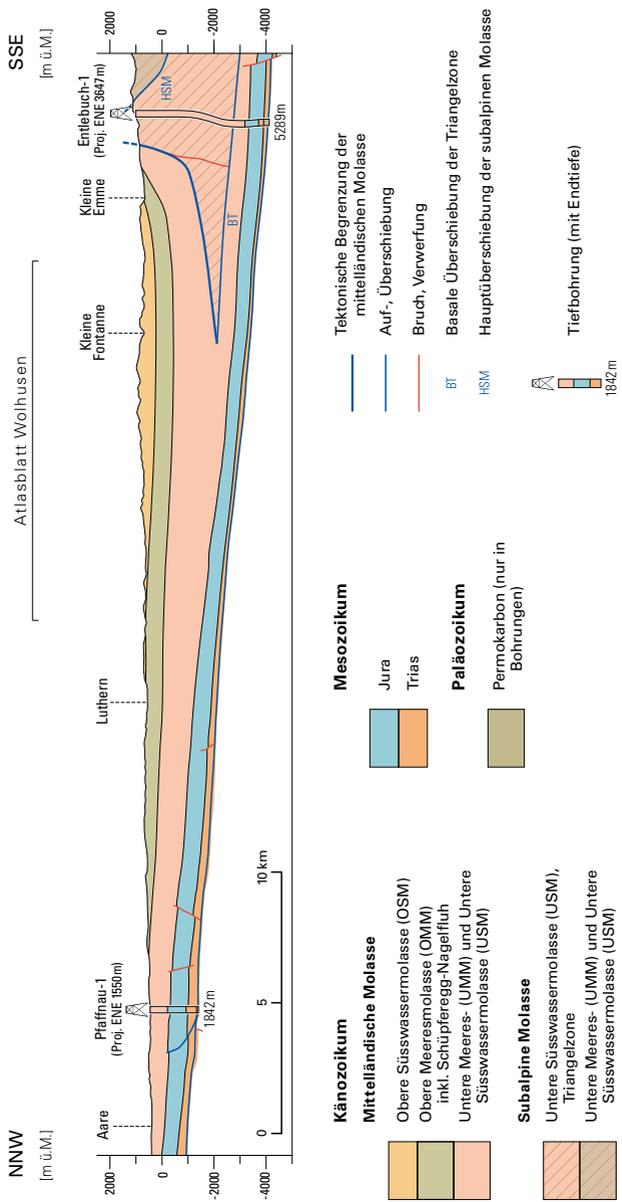


Fig. 49: Geologisches Übersichtsprofil (leicht modifiziert nach LANDESGEOLOGIE 2017). Die Lage der Profilsur ist in Figur 48 ersichtlich.

Farnbüel-Synklinale

Diese Synklinale zieht, vom Elektrizitätswerk Thorenberg bei Littau (Blatt 1150 Luzern) herkommend, wenig südlich von Malters durch (KOPP 1962) und weiter zu den im Gebiet von Blatt Wolhusen gelegenen, namengebenden Höfen Farnbüel (Koord. 2652.75/1208.30). Die Schichten fallen im Bereich des Südschenkels dieser Synklinale mit ca. 10–20° nach N bis NNW ein, werden aber alpenwärts rasch steiler. Auf der Nordseite der Synklinale werden in Achsennähe Fallbeträge von ca. 20–30° nach SE gemessen. Die exakte Lage der Achsenebenen Spur ist jedoch nur approximativ zu lokalisieren. Sie ist entlang der Linie Pkt. 542 m (am östlichen Rand des Gebiets von Blatt Wolhusen) – Hof Staub – Hof Mittelfarnbüel – Branderhüsli – Hof Mettlen zu suchen und dürfte am Fischebach, beim Hof Lüegeli, enden.

Bramegg-Antiklinale

Der Nordschenkel der Farnbüel-Synklinale leitet in die Bramegg-Antiklinale über. Deren Achsenebenen Spur tritt beim oberhalb von Ammergehriegen gelegenen Hof Vorderschlucht in das Gebiet von Blatt Wolhusen ein, quert die Kleine Emme nahe des Hofes Mittellangnau und verläuft dann zum Hof Mittelroteflue und weiter via Müsigewald zum Hof Grabenweid. Im Gebiet von Blatt Schüpfheim konnte sie nicht mehr festgestellt werden. Die Nordflanke der Bramegg-Antiklinale fällt mit etwa 10–15° nach NW. Ihre Achse ist leicht gegen Nordosten geneigt (KOPP 1962, VON SALIS 1967).

Bremgarten-Synklinale

KOPP (1962) beobachtete in den Tobeln nördlich von Hellbühl eine annähernd horizontale Schichtlagerung, die er mit einer sehr flachen Synklinale erklärte. Er nannte dieselbe nach einem in der Nähe gelegenen Bauernhof Bremgarten-Synklinale. Knapp ausserhalb des Gebiets von Blatt Wolhusen ist diese Synklinale noch klar lokalisierbar. Sie verläuft im Gebiet von Blatt Luzern zwischen dem Hof Oberwil, wo die Schichten mit 3° nach ESE einfallen, und dem Hof Matt, wo ein Fallwinkel von 3° nach NNE beobachtet wurde (KOPP et al. 1955). Ihre Fortsetzung im Gebiet von Blatt Wolhusen konnte nicht mit Messungen belegt werden. Sie ist im Bereich der Gehöfte Neusonnhalde und Grosssonnhalde zu vermuten.

Wartensee-Antiklinale

In der Nordwestecke des Gebiets von Blatt Luzern (KOPP et al. 1955) und im Warteseetobel fallen die Schichten mit 2–3° nach SE ein, während sie in der Südostecke des Gebiets von Blatt Sursee mit 3° nach NW fallen. Dieser augenfällige Wechsel in der Fallrichtung wird einer Antiklinalstruktur zugeschrieben, die sich

vom Schloss Wartensee bis gegen Ruswil hinziehen soll (KOPP 1962). Dazu ist zu bemerken, dass der Fels dieses Gebiets mehrheitlich von mächtigem Quartär bedeckt ist und die wenigen im Gebiet von Blatt Wolhusen vorhandenen Felsaufschlüsse keine sicheren Aussagen über den Verlauf dieser Antiklinale erlauben. Sie ist deshalb im Gebiet von Atlasblatt Wolhusen nicht eingetragen.

Menznau-Antiklinale

Die Achsenebenenspur dieser hier erstmals beschriebenen Antiklinalstruktur verläuft vom wenig westlich von Menznau gelegenen Schlatthof zum Hof Oberreckenbühl und weiter zum Pkt. 872 m beim Hof Rothenegglen und kreuzt dann wenig nördlich des Entlenhüsli die Änziwigger. Der weitere Verlauf ist noch ungeklärt. Südlich dieser Linie fallen die Schichten im Grossen und Ganzen flach nach SE, nördlich davon nach NW ein.

Der zwischen der Menznau-Antiklinale und der Bramegg-Antiklinale liegende Synklinalboden besteht aus einem leicht nach NW gekippten, unregelmässig buckligen Schichtpaket.

Günikon-Synklinale

Diese von KOPP (1945) im Gebiet von Blatt Hochdorf zwischen Auw und dem Süden des Baldeggersees kartierte Synklinale verflacht gegen Westen zusehends. Der quartären Bedeckung wegen tritt sie erst wieder westlich des Sempachersees in Erscheinung. Ihr Verlauf ist, analog zu den bereits beschriebenen Grossstrukturen, allein anhand von Fallmessungen rekonstruiert. Sie tritt bei Hetzlige (Koord. ca. 2648/1218) in das Gebiet von Blatt Wolhusen ein und verläuft über die Kronospan-Fabrik zum Chrämerhüsli im Buechwiggertal und weiter via Hübeli (im Änziwiggertal) zum Hof Tannhalde am westlichen Kartengebietsrand. Der Nordschenkel fällt mit 5–10° gegen SE, der Südschenkel mit 3–5° nach NW ein. Die Synklinalachse taucht flach nach SW ab. Die Lokalisierung und Beschreibung dieser Synklinale geht im Wesentlichen auf GERBER (1994) zurück. Seine Beobachtungen passen gut mit den wenigen Strukturmessungen im Gebiet von Atlasblatt Wolhusen zusammen.

Huttwil-Antiklinale

Diese Antiklinale erstreckt sich vom Wauwilermoos (Blatt Sursee) über Ettshäusern bei Huttwil (Blatt Langenthal) bis ins Gebiet von Wiggisberg, nordwestlich von Dürrenroth. Die Kulmination der Huttwil-Antiklinale liegt südwestlich von Ohmstal (Blatt Langenthal), von wo aus sie nach Südwesten abtaucht und nördlich des Gebiets von Blatt Sumiswald auskeilt (GERBER & WANNER 1984b).

Belpberg-Synklinale, Blasenflue-Antiklinale, Ramsei-Synklinale

Die Belpberg-Synklinale bildet im Mittleren Emmental eine breite, flache Mulde. Der Nordschenkel liegt gemäss GERBER (1950) im Gebiet von Affoltern, der Südschenkel bei Eggwil. Südlich von Bowil fällt der Südschenkel mit ca. 7° nach Norden ein (DELLA VALLE 1965). Innerhalb der Belpberg-Synklinale fand DELLA VALLE (1965) Hinweise auf eine zweite schwach ausgeprägte Mulde, welche er als Ramsei-Synklinale bezeichnete. Nach DELLA VALLE (1965) grenzt an den Südschenkel der Belpberg-Synklinale im Gebiet des Ober- und Nidermattgrabe zuerst eine horizontal gelagerte Zone, danach fallen die Schichten mit 3–4° nach Norden ein (im Gebiet Ramseiberg–Rüderswil–Blindenbach). Erst im Gebiet Sumiswald–Lützelflüh–Goldbach fallen die Schichten wieder nach Süden ein. Zwischen den beiden Mulden liegt südwestlich von Signau eine schwache Aufwölbung, die Blasenflue-Antiklinale. Diese trennt die beiden Mulden voneinander und klingt südöstlich von Zollbrück aus.

Bemerkungen zu den Molasseprofilen

Die geologischen Profile (Taf. I) geben Einblick in den Bau der Molasseeinheiten im Gebiet der drei Kartenblätter. Neben den grossmassstäblichen seismischen Untersuchungen (u. a. SOMMARUGA et al. 2012) ist wenig über die Beckenkonfiguration bekannt. SCHLUNEGGER et al. (1997) modellierten die Mächtigkeitsvariationen der Oberen Meeresmolasse anhand der Tiefbohrungen Hünenberg-1 und Boswil-1. Diese Modellierung ist in den Profilen berücksichtigt, sofern keine anderen Oberflächeninformationen vorlagen. Über die Verzahnung der terrestrischen Schöpferegg-Nagelfluf mit den marinen Ablagerungen der Luzern-Formation bzw. St.-Gallen-Formation ist ebenfalls nur wenig bekannt. Allerdings zeigen neuste sedimentologische Untersuchungen (GAREFALAKIS 2019, GAREFALAKIS & SCHLUNEGGER 2019), dass die Abfolge, insbesondere jene der Luzern-Formation, eine Transgression-Regression-Sequenz dargestellt, die mit einer maximalen Überflutungsphase (Maximum Flooding Stage) gegliedert wird. Die Zeitdauer dieser maximalen Überflutung ist relativ kurz und bewirkte ein Backstepping der Ablagerungsräume, also ein Zurückweichen der proximalen Fächersysteme (GAREFALAKIS 2019, GAREFALAKIS & SCHLUNEGGER 2019). Dieser Mechanismus und die daraus resultierende stratigraphische Architektur (Verzahnung zwischen der Schöpferegg-Nagelfluf und der Luzern-Formation) ist in den Profilen entsprechend dargestellt. Ähnliche Mechanismen waren wahrscheinlich auch während der Sedimentation der St.-Gallen-Formation wirksam (KELLER 1989). Allerdings ist diese in der Region weniger gut abgeschlossen und hinsichtlich sequenzstratigraphischer Konzepte auch weniger detailliert untersucht. Des Weiteren wurde bei der Profildarstellung berücksichtigt, dass das Schüttungszentrum des Napf-Schutfächers in der Region von Marbach gelegen war und dort die USM ersetzt (HALDEMANN et al. 1980; SCHLUNEGGER &

KISSLING 2015). Entsprechend greift dort die Schüpferegg-Nagelfluh in tiefere stratigraphische Einheiten hinunter und verzahnt sich mit den Sandsteinen der USM (Profil 1). Schliesslich dokumentieren seismostratigraphische Daten einen Erosionskontakt zwischen USM und OMM im Freiamt (Kt. Aargau; SCHLUNEGGER et al. 1997). Dieser Erosionskontakt ist auch in den Profilen 2 und 3 dargestellt.

Störungszonen

Bereits FRÖHLICHER (1942) berichtete über Brüche in der Nagelfluh der Napf-gipfelregion. Seine Beobachtungen sind offenbar in Vergessenheit geraten und erst von MÜLLER (1995) in ihrer Bedeutung erkannt worden. Kleinere Brüche sind in den spröden Nagelfluhbänken verschiedenorts anzutreffen. Sie sind jedoch meist nur kurz und weisen «lediglich» geringe, im Zentimeter- bis Dezimeterbereich liegende Sprunghöhen auf. Grössere Brüche finden sich nur einige wenige. Dies liegt vor allem an der ausgedehnten Quartärbedeckung und den schuttgefüllten Taleinschnitten. In der Molasse fehlen zudem Leitniveaus, anhand derer Verstellungen sichtbar würden. Im Weiteren existieren wohl vielerorts auffällig gradlinige Bach- und Flussabschnitte. Doch lassen sich dieselben kaum je eindeutig mit Brüchen in Zusammenhang bringen.

Der einzige im Gebiet von Blatt Wolhusen kartierte Bruch folgt dem zwischen Werthenstein und Schachen gelegenen Schofgrabe und scheint sich gegenüber der Kleinen Emme fortzusetzen. Die Existenz desselben wurde anhand der unterschiedlichen Schichtlage in den beiden Flanken des Schofgrabens postuliert. Für die von SCHLUNEGGER et al. (2016) im Quartär bei Entlebuch eingetragene, annähernd Nord-Süd orientierte Störung konnten im Gebiet von Blatt Wolhusen keine konkreten Hinweise gefunden werden.

Im Gebiet von Blatt Langnau kommen steil ($\geq 70^\circ$) bis senkrecht stehende Brüche vor, die NW-SE bis NNW-SSE streichen. Entsprechende Brüche wurden an den folgenden Lokalitäten beobachtet: im Fuhrli-grabe (westlich des Ramseibergs), im Obere Frittebach beim Hullergratgrabe, im Rämisgrabe und im Oberdorfwald, im Chaltebachgrabe südlich der Oberluschütte und bei Horgasse zuhinterst im Hütteggrabe. Im Undere Frittebachgrabe ist bei der Einmündung des Neuhusgrabe (Koord. 2626.210/1203.805) ein spektakulärer Bruch mit Kakiritisierung und Mineralneubildungen aufgeschlossen.

Im Gebiet von Blatt Sumiswald kommen Brüche beim Hofhüsli (Koord. 2620.64/1209.09), zuhinterst im Hornbach bei Hochstaule (Fig. 50) und im Ländergrabe sowie nördlich des Änzisattels vor.

Basierend auf seismischen Daten wurden im Gebiet der Blätter Langnau, Sumiswald und Wolhusen im Rahmen der 3D-Modellierung des Schweizer Molassebeckens einige tiefliegende Störungszonen erkannt (LANDESGEOLOGIE 2017). Diese befinden sich grösstenteils in den mesozoischen Gesteinseinheiten und



Fig. 50: Nahezu senkrechter, NW-SE streichender Bruch mit einer ausgeprägten Bruchfläche und zerscherter Nagelfluh der Napf-Formation. Hochstaule, hinterster Hornbach (Koord. 2633.251/1207.329). Foto C. Schlüchter, 2018.

reichen teilweise bis in die unteren Bereiche der Unteren Süswassermolasse (Fig. 49). In den jüngeren Molasseeinheiten sind diese Störungszonen nicht mehr erkennbar. Der Grossteil dieser tiefliegenden Störungszonen befindet sich im Gebiet von Blatt Sumiswald, eine weitere wird unter der Bramegg-Antiklinale beim Rotefluewald im Gebiet von Blatt Wolhusen vermutet (Profil 5, Taf. I). Im Gebiet der vorliegenden Kartenblätter ist die subalpine Molasse einzig bei Wiggen, d.h. im südöstlichsten Teil des Gebiets von Blatt Langnau, aufgeschlossen. Die südvergente Rücküberschiebung, die den Übergang der mittelländischen Molasse zur Triangelzone der subalpinen Molasse markiert, fällt mit 40–70° ein (Profile 2 u. 3, Taf. I).

Entwicklungsgeschichte des Molassebeckens

KÄELIN et al. (1992) haben für das zentrale und östliche Schweizer Molassebecken für den Zeitraum von 22,5–11,5 Ma eine mittlere Subsidenzrate von etwa 0,13 mm/a bestimmt. In diesem Zeitraum wurden die Sedimente der Unteren Süswassermolasse (jüngste Anteile), der Oberen Meeresmolasse und der Oberen Süswassermolasse abgelagert. Die Sedimentation der Oberen Süswassermolasse dauerte noch bis vor ca. 6–5 Ma vor heute an, danach führte grossräumige Hebung des Molassebeckens zu verstärkter Erosion, so dass die jüngsten Anteile der Oberen Süswassermolasse weitgehend abgetragen wurden (CEDERBOM et al. 2004, 2011).

Vor etwa 12 Ma begann im Aar-Massiv eine Phase, die durch massivintern nach Nordwesten gerichtete Überschiebungen geprägt war (Pfaffenchof-Phase, WEHRENS 2015, HERWEGH et al. 2017). Die Bewegungen dieser Phase werden als Ursache für die Jurafaltung angesehen. Das Molassebecken wurde dabei mit seiner Unterlage aus mesozoischen Sedimenten im Bereich der triassischen Evaporite vom kristallinen Untergrund abgeschert und nach Norden geschoben. Das Molassebecken erfuhr dabei eine Rotation von 7–14° im Uhrzeigersinn (KEMPF et al. 1998). Wahrscheinlich geschah die Rotation des Molassebeckens nicht in Form eines starren Blocks, sondern unter der Bildung von dextralen Blattverschiebungen oder einer nahezu homogenen Deformation des ganzen Gesteinsvolumens (BURKHARD 1990). Im westlichen Molassebecken wurden die Deformationsstrukturen detailliert untersucht (u. a. IBELE 2011). Im zentralen Molassebecken sind bisher nur wenige Angaben darüber verfügbar. SCHRADER (1988) führte Geröllanalysen an der Napf-Nagelfluh aus dem Fritzenfluh-Tunnel bei Wasen (Blatt Sumiswald, Koord. 2630.2/1211.7) aus und beschrieb Strukturen, die auf eine einaxiale Dehnung zurückgeführt werden können. Sie zeigen eine interne Deformation des Gesteinsvolumens an, die einer Verkürzung von 20% gegenüber dem ursprünglichen Zustand quer zum alpinen Streichen gleichkommt (BREDDIN 1958, 1964, BURKHARD 1990).

Wie anhand der Herdmechanismen rezenter Erdbeben im Untergrund des Molassebeckens gezeigt werden kann, dauert die von Nordwesten nach Südosten gerichtete Kompression bis heute an (IBELE 2011, VOUILAMOZ et al. 2017).

HYDROGEOLOGIE

Quellen

Im zentralen Napfbergland ist generell eine geringmächtige Lockergesteinsbedeckung vorhanden. Aus diesem Grund und wegen der kleinräumigen Gliederung der Landschaft sind Quellen hier nicht häufig und die vorhandenen weisen meist geringe Schüttungsmengen auf. Oft tritt an ihnen in den Klüften der Nagelfluh zirkulierendes Wasser aus, das auf einem Mergelhorizont gestaut wird. Dies gilt in besonderem Masse für viele nur wenig unter den Kuppen und Kämmen vorkommende Quellen. Bezeichnenderweise liegen nahe beieinander auftretende Quellen aufgrund der flach gelagerten Schichtung oft in nahezu gleicher Höhe. Beispiele auf dem Gebiet von Atlasblatt Sumiswald sind drei Quellen bei Länggrat (Koord. 2630.77/1209.40), drei Quellen bei Oberweid (Koord. 2630.57/1209.84) oder eine ganze Gruppe von Quellen um Pkt. 1191 m bei Katzerschwand (Koord. 2633.85/1209.65). Diese Quellen können als Schichtquellen bezeichnet werden. Sie sind für die Wasserversorgung von alpwirtschaftlichen Bauten im Napfgebiet wichtig, welche sich oft in erhöhter Lage nahe von Kuppen und Kämmen befinden.

In etwas grösserer Entfernung vom Napf ist eine zunehmend mächtigere Bedeckung mit Lockergestein vorhanden. Tiefgründig verwitterte Molasse, Moräne oder Hangschutt speichern das Niederschlagswasser, welches in unzähligen Quellen wieder an die Oberfläche tritt. Schichtwasser aus der Molasse ist weiterhin von Bedeutung. Auch hier weisen die Quellen aufgrund der kleinräumigen Einzugsgebiete mehrheitlich geringe Schüttungsmengen auf. Ein grosser Teil der auf den drei Atlasblättern dargestellten Quellen gehört hierzu. Sie sind für die Wasserversorgung der zerstreuten Einzelsiedlungen von grosser Bedeutung.

Eine anders geartete, sehr ergiebige Quelle befindet sich im Schwandbachgraben südöstlich von Wasen (Blatt Sumiswald). Diese Quelle bildet den natürlichen Überlauf einer tiefliegenden aufgeschotterten Rinne. Eine Molasseschwelle behindert den ungestörten talseitigen Abfluss. Der maximale Quellaussfluss liegt bei über 10000 l/min. Die Wasserversorgung Sumiswald nutzt diesen Quellaussfluss schon seit über 100 Jahren.

Sodbrunnen

Noch bis Anfang der 1970er-Jahre waren Sodbrunnen verbreitet. Sie finden sich einerseits in Talauen, wo untiefes Grundwasser gefördert wurde (z.B. im Tal der Kleinen Emme südlich von Wolhusen, Koord. 2647.925/1209.975), andererseits

auf den Eggen und Hochflächen, wo bescheidene Grundwasservorkommen in bis >10 m mächtigen Lockergesteinseinheiten (v.a. Verwitterungsböden; q_{vm}) genutzt worden sind (z.B. auf der Egg nordwestlich von Schaufelbühl mit bestehendem Sodhäuschen, Koord. 2620.428/1208.146).

Wasserfassung in Stollen

Im Gebiet von Blatt Sumiswald wurden mehrere Wasserfassungen in Stollen kartiert. Die meisten davon befinden sich im Nordwestteil des Kartengebiets. Ein eigentliches Stollennetz mit mehreren teilweise noch begehbaren Stollen auf verschiedenen Niveaus wurde 1987 bei Aushubarbeiten im Gebiet Oberhorn nordöstlich von Sumiswald (Koord. 2625.9/1212.3) entdeckt. BUDMIGER (1967), SUSEDKA (1984) und LEIBUNDGUT (1991) untersuchten verschiedene Aspekte von Brunnstollen im Oberaargau und den angrenzenden Gebieten, so Vorkommen und Verbreitung der Stollen, ihr Alter sowie die Hydrologie. Es zeigte sich, dass solche Wasserstollen von der Zeit der Römer bis in die Neuzeit hinein gebaut wurden. Es erwies sich in den meisten Fällen jedoch als unmöglich, die Entstehungszeit zu datieren, da die Stollen in allen Epochen auf die gleiche Art und mit den gleichen Methoden gehauen wurden. Sie dienten vor allem der Wasserversorgung von einzelnen Höfen. Solche Stollen wurden hauptsächlich dann gebaut, wenn bei relativ hoch gelegenen Höfen keine andere Möglichkeit der Wasserversorgung bestand. Sie liegen in der Regel auf einem Mergelhorizont und fassen in der Nagelfluh und im Sandstein zirkulierendes Wasser, das sich auf den Mergellagen ansammelt.

Grundwasser

In den grösseren Tälern sind Grundwasservorkommen bekannt. Im Kanton Bern wurden diese zwischen 1975 und 2002 im Auftrag des damaligen Wasser- und Energiewirtschaftsamts genauer untersucht. Die Ergebnisse sind in regional gegliederten hydrogeologischen Grundlageberichten dargestellt (PETRAQUA & BÜRO WERNER 1975, BÜRO WERNER & WANNER 1981, BÜRO WERNER 1992, BÜRO WERNER + PARTNER 1993, CSD 2002). Das bedeutendste Vorkommen im Gebiet der drei Kartenblätter ist dasjenige im Emmental mit dem Seitenast ins Ilfistal. Kleinere Grundwassergebiete bestehen südlich von Huttwil und im Tal der Grüene bis Wasen. Im Kanton Luzern weisen das Lutherntal, das Änziwiggertal, das Buechwiggertal, das Seewagtal und das Tal der Kleinen Emme Grundwasservorkommen auf. Für das Seewagtal und das Tal der Kleinen Emme zwischen Wolhusen und Schachen existieren ebenfalls detaillierte Untersuchungsberichte (KANT. AMT FÜR GEWÄSSERSCHUTZ LUZERN 1984, 1990).

Die Grundwasser führenden Schichten bestehen meist aus spätletzteiszeitlichen bis holozänen alluvialen Ablagerungen. Die Mächtigkeit des Grundwasserleiters beträgt oft 30–40 m oder mehr. Als Grundwasserstauer wirkt vielfach der Molassefels. Bei einzelnen Vorkommen bildet dieser in den Rinnen liegende, talparallele Rippen, die den Grundwasserstrom auf kurzer Strecke in zwei Äste aufteilen. Solche Passagen finden sich im Tal der Grüene unterhalb von Sumiswald, im Emmental bei Rüederswil sowie im Lutherntal. Dort haben die im Zuge der Kiesprospektion und bei hydrogeologischen Erkundungen durchgeführten Untersuchungen gezeigt, dass das Grundwasser nicht nur in den postglazialen Alluvionen entlang des rezenten Tals fliesst, sondern dass bei Hofstatt sowie südlich von Rufswil auch unter den Schotterterrassen des Rufswil-Schotters ein Grundwasserleiter vorhanden ist. Der unter den Terrassen des Zell-Schotterkomplexes fliessende Arm wird als «Urluthernrinne» bezeichnet (AMREIN 2002). Die Grundwassermächtigkeit entlang der Luthernrinne beträgt 5–10 m. In der «Urluthernrinne» ist sie mit bis 20 m um einiges grösser.

Das Grundwasser wird an zahlreichen Stellen genutzt. Neben den örtlichen Wasserversorgungen entnimmt die Wasserversorgung Bern in den Grundwasserfassungen Aeschau (Blatt Langnau) 26 000 l/min.

Heilquellen und -bäder

Von den im Gebiet von Blatt Wolhusen vorhandenen Heilquellen und -bädern erlangte einzig das *Farnbühlbad* (Koord. ca. 2652.4/1208.3) überregionale Bedeutung. Neben dem 1862 erbauten, grossen Kurhaus, das in 80 Zimmern 120 Gäste beherbergen konnte, umfasste es eine Trinkhalle und ein Badehaus sowie eine Kapelle. Es genoss einen ausserordentlich guten Ruf bei den Rheuma- und Gichtkranken, war aber auch als klimatischer Kurort sehr beliebt. 1906 brannte das vollständig aus Holz gebaute Kurhaus komplett nieder und wurde nicht mehr aufgebaut. Die Quelle liegt randlich der grossen Rutschung unterhalb der Roteflue. Die Fassung befand sich unmittelbar neben dem Bad, liegt heute aber trocken. Es handelte sich um eine eisenhaltige Natriumhydrogenkarbonat-Quelle mit einer Wassertemperatur von 11,5 °C (MEYER 1888).

Eine weitere Heilquelle, die *Surbrunnequelle* bei Ruswil, wurde 1680 vom damaligen Landvogt Jost Hartmann aus Luzern entdeckt und 1693 gefasst. Der Badebetrieb erlangte jedoch nur für kurze Zeit einige Bedeutung. 1880, in der Blütezeit des Farnbühlbads, standen hier Logierzimmer für nur gerade 20 Personen sowie 6 Badekabinen mit Blechwannen zu Verfügung. Ende 1891 wurde das Bad ein Raub der Flammen. Heute ist die Quelle verschüttet. Einzig die Flurbezeichnung Surbrunnematte erinnert noch an das frühere Bad. Es sind auch keine Wasseranalysen überliefert. Zeitgenossen meinten, das Wasser schmecke nach Schreibtinte oder Vitriol bzw. nach Eisen und Kupfer (WINKER 1959).

Das am Weg von der Holzbrücke zum Kloster Werthenstein gelegene *Gnadenbrünnli* (DERUNGS 2009) wurde 1638 erstmals erwähnt, geriet dann aber lange Zeit in Vergessenheit. 1932 wurde die Quelle neu gefasst; sie ist heute bei den Pilgern auf dem Jakobsweg sehr geschätzt. Dem Wasser wird eine heilende Wirkung zugeschrieben.

Auch im Gebiet der Blätter Sumiswald und Langnau existierte über Jahrhunderte hinweg eine vielfältige Bäderkultur. Noch heute sind einige der Örtlichkeiten beliebte Ausflugsziele, und es gibt zu allen amüsante Geschichten zu erzählen. Eine hervorragende und empfehlenswerte Beschreibung dieser Bäder findet sich in LÜTHI (1957), auf die nachfolgend Bezug genommen wird. Eine weitere gute Übersicht der «Bärner Bedli» vermittelt BOHNENBLUST (2004). Ergänzende Einzelheiten finden sich von Inge Zinn in GDE. SUMISWALD (2006, S. 280 ff.). Da sich in den erwähnten Schriften kaum Angaben zur Art der Quellen und des fliessenden Wassers finden, dürfte es sich mehrheitlich um «bekömmlich-frisches, kühles Wasser» handeln, in dem mehr oder weniger aufgewärmt gebadet wurde. Die Verwendung der Begriffe «Mineralwasser» bzw. «-quelle» in den alten Dokumenten beruht sicher häufig auf kommerziellem Wunschdenken. Nach glaubwürdiger mündlicher Überlieferung ist auch da und dort versucht worden, den Eisengehalt mit Nägeln in der Quelfassung zu erhöhen.

LÜTHI (1957) schrieb in seiner Dissertation, dass im *Löchlibad*, am nördlichen Dorfrand von Wasen gelegen, ein bescheidener Badebetrieb erhalten geblieben sei. Bis vor wenigen Jahren existierte zudem auch ein Gastbetrieb in einer einfachen, doch äusserst beliebten Bauernhausumgebung, mit Gartenlaube und Kegelbahn. Dieses Bedli fand bereits 1707 Erwähnung, und 1747 wurde dem Niclaus Beck der weitere Betrieb im gewohnten Rahmen erteilt. Zur Sommerszeit durften die Badegäste auch bewirtet werden. 1785 stellte der Landvogt von Sumiswald fest, dass der Badebetrieb nicht allzu gut besucht sei und auch im 19. Jahrhundert kamen die wenigen Gäste vor allem aus dem Kanton Luzern ins Löchlibad. Über die Quelle (Koord. 2627.75/1210.90) und die Wasserqualität sind keine Einzelheiten bekannt.

Die Verhältnisse um das *Grünenbad* waren offenbar immer kompliziert und sind nicht einfach rekonstruierbar. Erstmals wurde 1649 (nach GDE. SUMISWALD 2006) oder 1640 (nach LÜTHI 1957) in Grünen ein Mineralbad erwähnt. Ursprünglich existierte dort bloss eine Badestube, zu der eine Mineralquelle zugeleitet wurde. Weder die Natur des Wassers noch dessen Fassung konnte verifiziert werden. Die Bäder wurden offenbar an Samstagen geheizt, und ab 1672 wurde der Badebetrieb durch einen Gastbetrieb erweitert. Nach Stürmereien mit den Wirten in Sumiswald teilte 1785 der Landvogt von Sumiswald den Verkauf und damit die Schliessung des Grünenbads mit. Offenbar war auch die Quelle (Koord. ca. 2622.925/1208.075) verschüttet (da nicht unterhalten?), aber 1825 sei sie wieder zu Tage getreten.

Das in den Wäldern des hinteren Hornbachs gelegene *Kuttelbad* war bis 1960 nur zu Fuss erreichbar. Die Lichtung, auf der die heutigen Gebäude stehen, ist eine Rodungsfläche aus dem 15. oder 16. Jahrhundert, wo zuerst eine Köhlerei betrie-

ben wurde. Diese war offenbar erfolgreich, so dass für die Arbeiter eine Badewirtschaft eingerichtet wurde, die 1805 offiziell als Badeort anerkannt wurde. Wirtschaft und Badebetrieb dürften wohl zuerst als Beitrag zur Gesundheit der Waldarbeiter betrieben worden sein, bevor sie sich zum Kur- und Wellnessbetrieb entwickelten. Holz zum Aufwärmen des Wassers war genug vorhanden. Es existierte auch eine einfache Duschvorrichtung, die einzig vom Kuttelbad bekannt ist. Der Badebetrieb wurde erst 1919 eingestellt. Das genutzte Wasser entstammt einer Kluftquelle aus der Molassenagelfuh, die auf einem Mergelhorizont ausfließt (Koord. 2630.875/1208.050). Die gefasste Quelle ist die Wasserversorgung für das immer noch bestehende Wirtshaus. Berühmt wurde das Kuttelbad durch Jeremias Gotthelfs Erzählung «Michelis Brautschau» (1848). Neben der handfesten, herrlich arrangierten Begegnungsromantik von Knubelbauers Micheli mit Mädi von der Rosebabisegg wäre es nicht Gotthelf gewesen, wenn er nicht zum Namen der Lokalität festgestellt hätte: «Entweder man hat hier früher in Kutteln gebadet, oder dann ist das Wasser für schadhafte Kutteln heilsam gewesen».

1572 wurde ein im Besitz von Joseph Tanner betriebenes Bad im Griesbach im Sumiswalder Urbar (ein mittelalterliches Grundbuch) erwähnt. 1707 beantragte der Landvogt von Sumiswald der Regierung in Bern, das *Tannenbad* zu schließen, da es keine Konzession besitze und zudem andere Beanstandungen vorlägen. Das Gesuch wurde abgelehnt und 1764 wurde der Badebetrieb durch ein Wirtschafts- und Beherbergungsrecht erweitert. Der Badebetrieb wurde in den Achtzigerjahren des 19. Jahrhunderts aufgegeben. Lokal gefasstes Quellwasser (Koord. 2624.725/1211.900), das heute ungenutzt in den Griesbach fließt, sicherte die Wasserversorgung des Bades.

Zuhinterst im Hornbach auf 1000 m ü. M. liegt das *Riedbad*. Es ist heute eine Wirtschaft mit Übernachtungsmöglichkeit. Das auf den Ländereien des Deutschen Ordenshauses Sumiswald gelegene Bedli wurde bereits 1517 erwähnt. Auch hier wurde das kalte, hinter dem Haus gefasste Quellwasser (oft wurde auch von Mineralwasser geschrieben; Koord. 2634.10/1207.05), über Holzfeuern aufgewärmt. Der sommerliche Badebetrieb war wirtschaftlich schwierig und die Gebäude konnten kaum mehr unterhalten werden. Vermutlich in der Mitte des zwanzigsten Jahrhunderts wurde der Badebetrieb eingestellt, und seit 1981 steht im Riedbad eine neu erbaute Gastwirtschaft.

Das *Chrummholzbad* im hinteren Heimisbach war wohl die letzte Badeeinrichtung im Napfbergland und ist heute sicher eines der beliebtesten Ausflugsziele in diesem Umfeld. LÜTHI (1957) schrieb, dass im Chrummholzbad «noch in bescheidenem Umfange gebadet werde» (was heute nicht mehr der Fall ist). Das erste Gesuch für eine Badewirtschaftskonzession und zum Fassen einer Heilquelle (Koord. 2625.025/1207.625) auf seinem Grund und Boden wurde 1823 von Johann Sterchi eingereicht. Erst 1834 wurde eine befristete Konzession erteilt und 1856 mit Auflagen verlängert. Die Beliebtheit dieses Badeorts war weniger dem Wasser als vielmehr der Ruhe in einer lieblichen Umgebung zu verdanken.

Das weit über das Napfbergland hinaus bekannte *Luthernbad* ist ein häufig besuchter Heil- und Wallfahrtsort. Seit 2018 wird wiederum in einem Arm- und Fussbad gebadet. Der Ursprung dieses Bades geht auf einen Traum des gichtkranken Jakob Minder zurück. 1581 erschien ihm die Mutter Gottes in Gestalt der Schwarzen Madonna von Einsiedeln. Die nächtliche Erscheinung gebot dem Kranken, bei seinem Haus nach Wasser zu graben und darin zu baden: Er genas vollständig, und aus dem *Badbrünnli* (Koord. 2636.995/1208.385) fliesst seither das heilende Wasser. Als um die Jahrtausendwende auf der Badegg umfangreiche Drainagearbeiten ausgeführt wurden, versiegte die Quelle jedoch beinahe.

Im Regionenbuch von 1783 wurde erwähnt, dass südlich von Wüssachen ein «gutes Heilbad» existiere, das *Roggengrathbad* (Koord. 2628.150/1212.225). Dieses bestand demnach schon vorher. 1868 bekam das Bad auch ein Wirtschaftsrecht für den Winter, der vielen Holzfäller wegen, und 1879 dann für den Ganzjahresbetrieb. 1930 wurden die alten Holzkasten des Bades durch Badewannen ersetzt. LÜTHI (1957) schrieb, dass «auch jetzt noch regelmässig Bäder gewärmt werden».

Im Gebiet von Blatt Langnau hat das jetzt leerstehende *Moosbad* (Koord. 2621.250/1199.825) zwischen Lauperswil und der Moosegg eine über die Jahrhunderte vielfältige Berühmtheit erlangt. Wahrscheinlich wurde hier schon im 16. Jahrhundert gebadet, doch erst 1640 wird das Moosbad erstmals urkundlich erwähnt. Bis Ende 19. Jahrhundert wurde in verschiedenen Badewannen und in den letzten Jahrzehnten auch mit «juristischen Badezusätzen» gebadet. Um die Jahrhundertwende begann dann ein erfolgreicher Betrieb und 1925 wurde baulich erweitert. Noch 1957 schrieb A.J. Lüthi, dass sich das Bad Dank zweier Eisenquellen erfolgreicher Bade- und Trinkkuren erfreue und listet das Moosbad unter den «Kurbädern» auf (LÜTHI 1957).

Im Jahre 1858 soll das *Ronachbad* (Koord. ca. 2620.850/1198.575) erbaut worden sein (LÜTHI 1957), nachdem bereits während einiger Jahre «die Mineralquelle bekannt gewesen sei». Spätestens in den Achtzigerjahren des 19. Jahrhunderts muss der Betrieb wieder eingestellt worden sein. Das Badehaus wurde im Winter 1954/55 abgebrochen.

Das Restaurant Bädli am Bädligässli in Langnau ist der Rest einer Badewirtschaft, die 1738 mit der Eröffnung des *Aspibades* (Koord. 2625.725/1197.600) ihren Anfang genommen hatte. Wegen des Besucherrückgangs im 19. Jahrhundert kaufte Samuel Röthlisberger das Bad und liess die Bade- und Wirtschaftsrechte auf sein neues Haus bei der Moosbrücke (Koord. 2626.975/1198.500) in Langnau überschreiben, was 1851 bewilligt wurde. Bereits jedoch um die Wende 19./20. Jahrhundert versiegte die Badequelle. 1907 wurden die Badeinstallationen entfernt, und aus der Wirtschaft zum Bad wurde das heutige Restaurant Bädli. Die Badequelle wurde als eisenhaltig beschrieben (LÜTHI 1957).

Inwiefern die Hofbezeichnung *Äschaubad* (Koord. 2626.50/1195.95) im Äschaugraben südlich der Howacht gelegen, ebenfalls auf einen früheren Badebetrieb zurückgeht, ist urkundlich nicht bekannt.

Im *Obere Frittebach* (Koord. 2626.050/1200.325) wurde schon vor 1587 gebadet, denn in diesem Jahr wurde einem Peter Egli erlaubt, sowohl im Sommer als auch im Winter neben dem Badebetrieb zu wirten. Aus dem Jahr 1659 ist die letzte urkundliche Erwähnung bekannt. Über die Natur des Badewassers ist nichts bekannt; doch die Flurnamen Bad, Badmätteli und Badhüsli sind bis heute erhalten geblieben.

Im Jahre 1761 entdeckte Christian Liechti auf seinem Land in der *Kalchmatt* (Koord. 2622.825/1202.200) zwischen Zollbrück und Lauperswil eine Mineralquelle mit Heilqualität. Eine Badewirtschaftskonzession wurde 1763 wegen mangelnder Wasserqualität jedoch abgelehnt. Es wurde aber offenbar (gelegentlich) weiter gebadet. Erst 1822 wurde eine Badewirtschaftskonzession erteilt. Das vorhandene Wasser wurde fast ausschliesslich zur Körperreinigung benutzt, bis 1892 Bade- und Wirtschaftsbetrieb aufgehoben wurden. Der stattliche Riegbau in der Kalchmatt bildet noch heute ein auffallendes Baudenkmal.

Zwei «Badeanstalten» im Trub verdienen ebenfalls noch Erwähnung (LÜTHI 1957, S.96): Das Bad im *Pfyfferschwand* zuhinterst im Zinggegrabe wurde im 17. Jahrhundert wegen Chorgerichtsfällen erwähnt, und 1768 stellte Christen Schneider erfolglos das Gesuch, in der *Hinteren Luchsmatt* (Koord. 2635.7/1201.6) eine Badewirtschaft zu eröffnen.

BOHRUNGEN

Im Gebiet der Kartenblätter Langnau, Sumiswald und Wolhusen wurden in den vergangenen Jahrzehnten zahlreiche Bohrungen ausgeführt. Anlass waren in erster Linie Baugrunduntersuchungen, die Nutzung der Erdwärme, hydrogeologische Untersuchungen, die Kiesprospektion sowie Untersuchungen im Zusammenhang mit Altlasten. In den Atlasblättern sind nur diejenigen Bohrungen dargestellt, die geologisch wichtige Informationen geliefert haben.

Die meisten Bohrungen wurden in den dichter besiedelten Tälern ausgeführt. Aus dem Napfbergland sind dagegen kaum Bohrungen bekannt. Eine immer wiederkehrende Herausforderung bei der Interpretation der Bohrkerne ist die zweifelsfreie Unterscheidung zwischen Nagelfluh und eiszeitlichem Schotter (Fig. 51).

Gebiet von Blatt Sumiswald

Bohrungen bei Weier, Häusernmoos (KELLERHALS 1974), Dürrenroth sowie in der Umgebung des Huttwilwaldes (BÜRO WERNER 1992) haben die bedeutende Eintiefung der Talung Sumiswald-Häusernmoos-Huttwil aufgezeigt. Von den Bohrungen haben allerdings diejenigen, die im Bereich der vermuteten Rinnenachse abgeteuft worden sind, den Fels nicht erreicht. Erst eine im Jahr 2015 abgeteuft Erdwärmesondenbohrung bei Häusernmoos (Koord. 2623.592/1214.241) gab Aufschluss über die Dimension der Rinne. Besagte Bohrung, mit einer Endtiefe von 165 m, erreichte gemäss Bohrprofil wahrscheinlich nach 112 m Lockergesteinsfüllung den Molassefels.

Gebiet von Blatt Wolhusen

Die Mächtigkeit der Lockergesteinsfüllung im Seewagtal ist aufgrund einiger Sondierbohrungen in Menznau, Daiwil und Ostergau-Hinterwald relativ gut bekannt und beträgt teilweise mehr als 50 m. Im Tal der Kleinen Emme wurde ebenfalls durch Bohrungen bei Wolhusen und Schachen festgestellt, dass dort eine Füllung aus 30–60 m Lockergestein vorhanden ist.

In einer bei Wilzigen (Koord. 2647.595/1205.870) niedergebrachten Bohrung wurde unter Schottern und Moräne der Letzten Eiszeit sowie mächtigeren Silten und Sanden eine ältere, vermutlich vorletzteiszeitliche, direkt dem Molassefels aufliegende Moräne erfasst (vgl. S. 101). Der Fels liegt hier in >36 m Tiefe.

Von zentraler Bedeutung für die Interpretation der jüngeren Lockergesteine sind die im Zuge des Kiesabbaus und der Kiesprospektion im Raum Schwande (südlich der Station Wolhusen) ausgeführten Sondierungen (vgl. S. 123 ff.). Diese erfassten unter letzteiszeitlicher Moräne Delta- und Seebodensedimente eines beim Vorstoss des Aare-Reussgletschers zum LGM rasch verfüllten Eisrandbe-

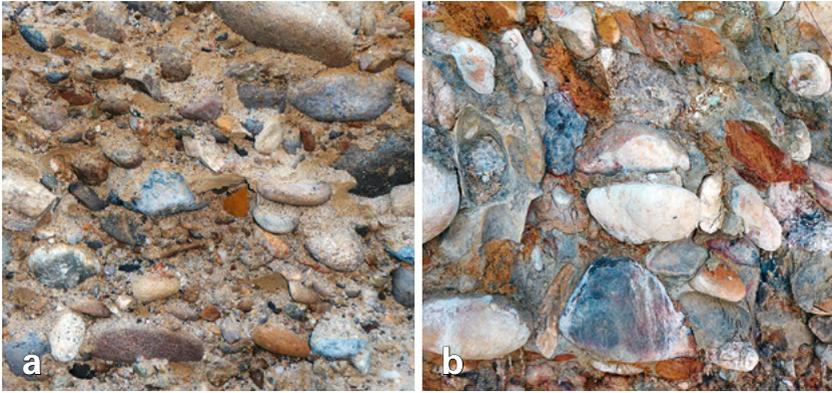


Fig. 51: Gegenüberstellung von Schotter und Nagelfluh zur Symbolisierung des Dilemmas: «Lockergestein oder Molasse?». (a) Gammenthal-Schotter an der Typlokalität. Bildbreite: ca. 30 cm. (b) Angewitterte Nagelfluh der Napf-Formation bei der Mörisegg, nordöstlich von Zollbrück. Bildbreite ca. 40 cm. Fotos C. Schlüchter, 2018 und 2019.

ckens sowie frühletzzeiszeitlichen (?) Schotter (Untergräbehüsi-Schotter), der als Äquivalent des Willisau-Schotters angesehen wird.

Die Profile der in den letzten Jahren in Wolhusen und Ruswil abgeteufte Erdwärmesondenbohrungen lieferten dagegen meist nur wenig verlässliche Angaben zum Aufbau der Lockergesteine und konnten in der Regel nur zur Fixierung der Felsoberfläche herangezogen werden.

Gebiet von Blatt Langnau

Zur Erforschung der Grundwassergebiete des Emmentals und des Truebtals wurden zahlreiche Bohrungen ausgeführt. Sie zeigen, dass das Lockergestein in den Tälern verbreitet eine Mächtigkeit von 30–50 m aufweist und vor allem aus alluvialen Schotter besteht. Eine eindeutige lithostratigraphische Gliederung der Lockergesteinsfüllung ist bisher jedoch nirgends durchgeführt worden. Von den Talflanken dürfte Hangschutt eingetragen worden sein, der sich während der Aufschotterung der Haupttrinnen lateral mit dem Schotter verzahnte. Bemerkenswert ist, dass einerseits auch im Emmental – ausserhalb der holozänen Haupttrinnen – Felsnebenrinnen vorhanden sind (z.B. bei Rüderswil, Ranflüh, Bachtelen), und andererseits die tiefe Felsrinne der Ilfis, die aufgrund jetziger Bohrkenntnisse sowohl bei der Einmündung in die Emme als auch bei der Mündung der Trueb die tiefere Rinne darstellt. Diese tiefe Ilfisinne setzt sich von Trubschachen weiter talaufwärts fort, wie die Bohrung bei Steinbach beweist (Profil 5, Taf. VIII).

ROHSTOFFE

Organische Rohstoffe

Torf

Grössere Torfvorkommen gab es im nordöstlichen Gebiet von Blatt Wolhusen, wo sich ausgedehnte Moorlandschaften nach dem Rückzug des Aare-Reussgletschers auf dem Moränenuntergrund entwickeln konnten (Fig. 45). Das bedeutendste Torfabbaugebiet war das Rüediswilermoos, ein ursprünglich rund 250 ha grosser Hoch- und Flachmoorkomplex zwischen Ruswil und Soppensee. Im Gebiet von Blatt Wolhusen wurde nachweislich in mindestens 17 weiteren Mooren Torf abgebaut, z.B. im Tuetiseemoos, im Geissmoos bei Menznau, im Hetzliger- und Wüschiswilermoos, im Gumpertschwandmoos und Graubaummoos nördlich von Werthenstein, im Gebiet von Moosächer und Herrenwegmoos südöstlich von Ruswil sowie im Hegenmoos nördlich der Bramegg (Tab. 1).

Im Gebiet von Blatt Sumiswald beschränkte sich der Torfabbau auf die wenigen grösseren Torfvorkommen bei Häusernmoos, im Süden von Huttwil, Nyffelmoos und Moosmatt im Lutherntal. Vom Gebiet von Blatt Langnau sind keine grösseren Torfstiche bekannt.

In einem Manuskript über die Torfausbeutung in der Schweiz geben PROBST et al. (1923) eine Übersicht über die wichtigsten Torffelder, die in den Jahren 1917 bis 1921 ausgebeutet wurden. Vom Kanton Luzern wird gemeldet, dass er eine ausserordentlich grosse Zahl von Handstichtorfausbeutungen aufwies. «Das Ostergauermoos und die Mooregebiete von Geiss-Menznau [Torffeld Studeweid], Buttisholz [Torffeld Rohrbachmoos], [...] sind alle durch die Eigentümer selbst, sowie durch Pächter, Unternehmer und Genossenschaften intensiv ausgebeutet worden. Neben den Stecheisen wurden dort auch kleinere Torfpresen in grosser Zahl verwendet. Im Flussgebiet des Luzerner Sees, der Kleinen Emme und der Reuss, wurden bei Wolhusen das Gumpertschwandmoos durch die A.G. Geistlich Söhne mit einer Torfpresse, bei Ruswil das sehr bedeutende, aber durch Handstichausbeutungen schon arg zerstoebene und für Maschinenausbeutung nicht mehr geeignete Rüediswilermoos sowie in der Gemeinde Malters das Spitzmoos (Koord. 2660.07/1212.60) durch die A.G. der von Moos'schen Eisenwerke mit Hilfe einer Torfpresse [...] ausgebeutet» (PROBST et al. 1923, S. 298f.).

Insgesamt wurden in den Jahren 1917–1921 im Kanton Luzern 138 000 t Torf ausgebeutet. Das entspricht einem Anteil von 14,3 % an der landesweiten «Torfproduktion» (PROBST et al. 1923).

In den 1920er- und 1930er-Jahren pendelte sich die Torfgewinnung gesamtschweizerisch auf tiefem Niveau ein. Es wurde lediglich noch für den Eigenge-

brauch und für den Vertrieb in der allernächsten Umgebung Torf gestochen (ZWEIFEL 1948, S. 107).

Nachdem es in der Zwischenkriegszeit ziemlich still geworden war um den Torf, liess der Rückgang der Kohleimporte während des Zweiten Weltkriegs den Torfabbau so stark zunehmen, dass ähnlich wie im Ersten Weltkrieg wieder staatliche Abbau- und Verbrauchlenkungen eingerichtet werden mussten. Infolge ihrer steten Ausdehnung geriet die Torfausbeutung mehr und mehr in Konflikt mit den Interessen der Landwirtschaft (Mehranbau, Meliorationen, Arbeitskräfte). Um diese Interessen besser wahren zu können, wurden daher vom 1. 1. 1943 an alle Torfausbeutungen, die grossen und die kleinen, der Bewilligungspflicht unterstellt (ZIMMERLI 1944).

Wurden im Kanton Luzern während des Ersten Weltkriegs noch 138 000 t Torf abgebaut, so waren es im Zweiten Weltkrieg 333 000 t, was beinahe das Zweieinhalbfache bzw. 22,3% der landesweiten Torfgewinnung ausmachte (ZWEIFEL 1948) und Luzern unter den torfproduzierenden Kantonen sowohl mengen- als auch anteilmässig auf den Spitzenplatz hieft.

Nach Ende des Zweiten Weltkriegs beruhigte sich der Kohlemarkt, und die Nachfrage nach Torf ging stark zurück. Wurden 1945 schweizweit noch knapp 500 000 t Brenntorf produziert, so lag die Produktionsmenge bereits ein Jahr später nur noch bei ungefähr 100 000 t. In den nachfolgenden Jahren pendelte sich die Abbaumenge zwischen 10 000 und 30 000 t ein (BATTAGLIA 2010, S. 12).

Torfabbau im Rüediswilermoos, westlich von Ruswil

Als einziges der über 50 Moore im Gebiet von Blatt Wolhusen hat J. Früh am 6. 8. 1893 das Rüediswilermoos besucht, durchwandert und seine Befunde – als «lebensvolles Dokument für ein allmählich verschwindendes Moment innerhalb der schweizerischen Landschaft» – den Exkursionsberichten im Buch «Die Moore der Schweiz» beigefügt: «Westlich des Sempachersees sind die Täler des Bil- und Rotbaches zwischen Hellbühl im SE und Ettiswil im NW an mindestens sieben Stellen durch Stirnmoränen eines Armes des sich zurückziehenden Reussgletschers abgedämmt und in interstadiale Becken zerlegt worden, in welchen sich später Moore bildeten. Das grösste derselben ist das «Rüediswilermoos» zwischen Ruswil und dem Soppensee (Kt. Luzern)» (FRÜH & SCHRÖTER 1904, S. 436 u. § 35, S. 554).

Gemäss J. Früh entwickelte sich das Rüediswilermoos wie folgt: «Nach dem Rückzug des Eises wurde der Talboden durch abgeschlammte Tonteilchen mehr oder weniger gleichförmig gemacht. [...] Ein See bestand nicht. Schon früh fand das Wasser seinen heutigen südlichen Ausweg» zum Bilbach hin. Man darf a priori

Tabelle 1: *Liste der Moore im Gebiet der Kartenblätter Sumiswald und Wolhusen, in denen nachgewiesenermassen zwischen 1800 und 1970 Torf abgebaut worden ist. Im Gebiet von Blatt Langnau sind keine grösseren Torfstiche bekannt.*

Flurname LK (gemäss TA)	Koordinaten	m ü.M.	Aktuelle Nutzung / Schutzstatus	Signaturen TA, LK, LB	Quellenangabe
LK 1149 Surmiswald					
Häusermoos und Wallrigemoos	2623.610/1214.290	710	Wiesland, teilweise geackert		KOBEL 1985
Moos Huttwil	2630.815/1217.950	653	Wiesland, teilweise überbaut		
Nyffelmoo	2632.225/1216.495	714	Wiesland		
Moosmatt/Ausser- und Innermoos	2636.275/1213.845	771	FFF, Wiesland		
LK 1149 Wollhusen					
Wüschwilermoos (SE Ende Ostergaumoos)	2645.520/1217.850	555	Teilgebiet von FMI Objekt Nr. 2409	Torfstiche seit 1891	SR 451.32 Flachmoorverordnung; vorliegende Erläuterungen
Tuetenseeli (Nordufer)	2647.080/1213.740	607	HMI Objekt Nr. 406	Torfstiche um 1940	Probst et al. 1923; SR 451.32 Flachmoorverordnung; vorliegende Erläuterungen
Tuetfiesemoos	2647.220/1213.440	607	FMI Objekt Nr. 2480, Aufschüttung	Torfstiche seit 1906	Probst et al. 1923, S. 298f.; HANKE 1968; vorliegende Erläuterungen
Hezligermoos, Rohrbachmoos, Rohrmatte	2647.330/1217.750	550	FFF, z. T. Torfstichweilher	Torfstiche seit 1892	Speck 1987 (Kcard in Speck 1987: 2649.200/12.06.090)
Studewald (Geissmoos bei Menznau)	2647.590/1215.150	608	FFF, organische Böden	anstelle von Wald	Geographisches Lexikon der Schweiz 1902
Moos NE Soppensee (Teil von Grossmoos)	2649.200/1216.090	588	Kleiner Teich, Überschüttung, FFF		
Altimoos (Altimoos)	2649.730/1217.700	577	FF, z. T. Bauzone, Drainagenetze erkennbar	Torfstiche seit 1891	Probst et al. 1923
Grubmoos/Grubmatte	2649.290/1213.675	617	FFF, organische Böden		Probst et al. 1923, Luftbild von 1933, Speck 1987, Landig/Neuhaus
Neu- und Altimoos (Landig)	2649.300/1213.000	612	FFF		Probst et al. 1923, S. 54
Grofhuse (Grafenhusen)	2650.240/1212.410	604	FF, organische Bodenreste erkennbar		FRÜH & SCHÖTTER 1904, Probst et al. 1923, HANKE 1968
Rüediswilermoos (Ruswiler Moor)	2650.440/1215.000	612	FF, organische Böden, Drainagen	Torfstiche, Torfhlütten seit 1891	Probst et al. 1923
Gumpertschwandmoos (Althaus)	2650.475/1212.985	608	FFF, organische Böden	Torfstiche, Torfhlütten seit 1891	
Brüschmoos	2651.950/1216.875	742	FFF		Probst et al. 1923
Graubaummoos	2653.385/1211.350	827	Intensivgrasland, Drainagen; Nutzungsintensivierung	Torfstiche seit 1891	Probst et al. 1923, SR 451.32 Flachmoorverordnung (Anm. HMI Nr. 455)
Moosächer SW Ruswil und Herrewegmoos	2654.040/1213.565	664	FFF, organische Böden	Torfstiche seit 1891; Torfhlütten	Vorliegende Erläuterungen; Fig. 46 u. 47
Foremoos (Güfing/Grabemoos)	2654.100/1211.175	840	HMI Objekt Nr. 455	Torfstiche seit 1891	Luftbild von 1933; Torfstich; SR 451.32 Flachmoorverordnung
Ballmoos (Moos Sältwald)	2654.525/1217.170	772	FFF, extensive Nutzung	Torfstiche seit 1891	Naturschutzverein Ruswil 2018 (http://www.nv-ruswil.ch)
Hegenmoos und Hegenwald	2650.940/1208.420	986	Intensivgrasland; Drainagen	Torfstiche seit 1891	Luftbild von 1933; Drainagen; im 2. Weltkrieg: Wald gerodet und Moor drainiert
LK = Landeskarte der Schweiz 1:10000			LB = Luftbild		
TA = Topografischer Atlas der Schweiz 1:25000 (Siegfriedkarte)			HMI = Hochmoorinventar		
			FMI = Flachmoorinventar		
			FFF = Fruchtfolgeflächen		

erwarten, dass die über 90 ha grosse zentrale Fläche des Rüediswilermooses, die zwischen 608–620 m ü. M. innerhalb des Bereichs von Strassen und Wegen liegt, das ehemalige Hochmoor darstellt. Mit der Zeit siedelten sich hier Torfmoose an, die im Laufe von Jahrtausenden einige Meter Torf gebildet hatten. «Jetzt ist die Vegetationsdecke verschwunden. Bei dem ersten Abbau des Hochmoores wird man in der Mitte mindestens 4–5 m Torf angetroffen haben» (FRÜH & SCHRÖTER 1904, S. 556 f.).

Ausserhalb des Hochmoorareals entwickelte sich unterhalb von 620 m ü. M. ein breiter Gürtel von Flachmooren, die sich einerseits vom Schorenwald weit über Ruswil hinauf nach Osten bis zur Moräne von Riedelmühle (Koord. 2653.040/1214.280), andererseits nach Westen und Süden erstreckten. Heute sind dies häufig Matten (Moosmättli, Feldmättli) oder intensiv genutztes Ackerland (Hopösche), deren stellenweise torfige Unterlage vielfach erkannt werden kann.

«Das 1891 publizierte Blatt Ruswil des eidg. top. Atlas [Siegfriedkarte] zeigt sofort, dass das Moor in sehr starkem Abbau begriffen und grösstenteils zerstört ist. Der Abbau geschah von Anfang an rationell. Gegen 100 grössere Torfschuppen liegen vorherrschend längs grösseren Wegen oder Strassen in Form von «Strassendörfern», zum Teil à 20–23 Gebäuden; von fünf Strassenzügen sind vier in der Richtung SE–NW, d. h. senkrecht zu der Staatsstrasse Rotenburg–Ruswil–Zofingen, nur ein kleines Stück im Süden streicht E–W. Zwischen den meistens auf hohen Torfdämmen, bänderförmigen Zeugen, ruhenden Strassen sind die senkrecht dazu, also in SE–NW-Fronten abgebauten Torfbezirke in gegenseitigen Abständen von ca. 300 m» (FRÜH & SCHRÖTER 1904, S. 554).

Schieferkohle

In Gondiswil und Zell, nördlich des Gebiets von Blatt Sumiswald, wurde während des Ersten und Zweiten Weltkriegs Schieferkohle abgebaut. Im Gebiet von Blatt Sumiswald wurden weitere Lagerstätten gesucht, jedoch keine abbauwürdigen Vorkommen gefunden. GERBER (1920, S. 55 f.; 1923a, S. 51) beschreibt eine Stelle bei Nyffel südlich von Huttwil, wo in einem Prallhang am rechten Ufer der Langete ein dünnes Bändchen Schieferkohle aufgeschlossen war, das in bläulichem Ton eingelagert ist. Das Vorkommen konnte nicht mehr aufgefunden werden. Bei Sondierbohrungen bei Schweinbrunnen südlich von Huttwil wurde 1917 und 1918 an einigen Stellen in 5–7 m Tiefe ein bis zu 2 m mächtiges Schieferkohleflöz gefunden (GERBER 1923a, S. 50). Es wurde aber nicht abgebaut, weil die überlagernde Schicht im Verhältnis zur nutzbaren Schieferkohle zu gross war.

GERBER (1923b) erwähnt beim Strassenbau bei Mutten-Signau im Frauezugraben erschlossene, dünne Schieferkohleflöze, «die jedoch zur Genüge zeigten, dass ein Abbau niemals in Frage kommen kann». Die Schieferkohleflöze sind in den Muttenfeld-Schotter eingeschaltet (s. S. 110 ff. und Fig. 31).

Molassekohle

Der Kohlehorizont von Blapbach (s. S. 58f.) stellt eine bedeutende Kohlelagerstätte der Schweiz dar. RUTSCH (1945) schätzte das gesamte Kohlevorkommen von Blapbach auf 80 000–100 000 t, VOGEL (1961) ging gar von 3 Millionen Tonnen Braunkohle aus. Die Lagerstätte befindet sich in einer 15–30 m mächtigen Ton- und Mergelsequenz und besteht aus mehreren uranhaltigen Pechglanzkohleflözen. Die einzelnen Flöze sind nur einige wenige Zentimeter bis maximal drei Dezimeter mächtig. VON FELLEBERG (1862) untersuchte die Kohle und kam zum Schluss, dass es sich um sehr reines Brennmaterial mit geringem und unschädlichem Aschegehalt handelt. Kurz vor der Studie von VON FELLEBERG (1862) wurde bei Bauernblapbach (ca. 600 m südlich des Gebiets von Blatt Langnau; Koord. 2629.42/1193.41) eine Kohlegrube eröffnet. Im Jahr 1870 war dieser Stollen ca. 100 m lang (KAUFMANN 1886). Der Abbau der dünnen Kohleflöze und der Abtransport der gewonnenen Kohle durch den engen Chrümpelgrube waren jedoch sehr kostspielig, so dass nach etwas mehr als 10 Jahren Betrieb der Abbau aus wirtschaftlichen Gründen eingestellt wurde (LIECHTI 1928). Kurz vor 1903 wurden erneut ein paar wenige Fuhren Kohle abgebaut. Danach kam es erst im Zweiten Weltkrieg wieder zu einem Abbau (RUTSCH 1943, 1945). Von 1943 bis 1944 wurden im Badgrube (Koord. 2629.60/1193.85, ca. 150 m südlich des Gebiets von Blatt Langnau) zuerst im Tagbau (rund 120 m) und später in einem Stollen ca. 80 t Kohle gewonnen. In der Nachkriegszeit kam es im Hullergrube (Koord. 2629.47/1194.16) zum letzten grossen Kohleabbau. Zwischen 1945 und 1946 wurden rund 47 t Kohle im Tagbau abgebaut und ans Gaswerk Langnau und die umliegenden Gasthöfe geliefert (RUTSCH 1945). Trotz der grossflächigen Vorkommen des Kohlehorizonts von Blapbach – alleine im Gebiet zwischen Huller- und Badgrube geht RUTSCH (1945) von 150 000 m² aus, was bei einer durchschnittlichen Kohlemächtigkeit von 10 cm etwa 20 000 t Kohle entspricht – war der Abbau nie rentabel. Die Probleme waren immer dieselben: eine zu geringe Flözmächtigkeit, abbautechnisch schlechte Begleitgesteine (Einsturzgefahr) und die ungünstige Verkehrslage.

Im übrigen Gebiet der drei Kartenblätter kommt Molassekohle nur sehr lokal in kleinen Kohleflözen und -nestern vor. So wurde Molassekohle einzig in Zeiten von Holzknappheit als Ersatzbrennstoff unter anderem in Glashütten und Ziegeleien verwendet. Folgende Hinweise deuten auf den Abbau oder zumindest auf Abbaubersichten von lokalen Molassekohlevorkommen hin:

KISSLING (1903) fand im Staatsarchiv Bern Angaben zu Abbauversuchen von lokalen Kohleflözen in der Oberen Süsswassermolasse im Gebiet Sumiswald-Hornbach. Offenbar wurden Ende des 18. Jahrhunderts zweimal Konzessionen zum Abbau von Kohle ausgegeben. Es ist aber nicht bekannt, ob und wo allenfalls Abbauversuche unternommen wurden. Eine mögliche Lokalität befindet sich westlich des Hochänzli am Weg von Furenschwand zur Oberlushütte auf ca. 1160 mü.M. Weite-

re mögliche Lokalitäten befinden sich im Churzeneigrabe. Die lokalen Kohleflöze sind in diesen Gebieten jedoch maximal 2 cm mächtig.

In der Rümli Schlucht wurden in der Luzern-Formation vier Süsswasserkalklagen beobachtet, die von kohligem Mergel begleitet sind (MOLLET 1921, KELLER 1989). Die Kohle führenden Süsswasserkalklagen sind 10 bis 30 cm mächtig und befinden sich ca. 36 m und 60 m sowie ca. 190 m und 200 m über dem Basis-konglomerat. Zumindest die unteren beiden Süsswasserkalklagen dürften mit den Flözen am Sonnenberg (rund 8 km östlich des Gebiets von Blatt Wolhusen bei Littau gelegen) in Beziehung stehen (MATTER 1964). Während die Flöze am Sonnenberg abgebaut wurden (KOPP 1962), ist ein Abbau in der Rümli Schlucht nicht bekannt.

Auch an der Kleinen Fontanne treten verschiedenenorts Kohleschmitzen und sogar dünne, einige Zentimeter dicke Flöze auf. Diese wurden 1808 vom Zürcher Geologen und Universalgelehrten H.C. Escher von der Linth im Auftrag der Regierung begutachtet und als nicht abbauwürdig befunden (Originalgutachten im Staatsarchiv Luzern). Im Jahr 1833 wurde beim Paradisli im Kleinen Fontanental dennoch ein Abbauversuch unternommen und einige hundert Zentner Glanzkohle gewonnen (KAUFMANN 1872, S.295; KOPP 1972). Die begleitenden Brandschiefer wiesen einen geringen Urangehalt auf (KOPP 1972).

Anfang November 2018 ist mit Tiefensondierungen in der Kiesgrube Gumersmühle bei Grünenmatt der Verlauf der Felsoberfläche im Liegenden der Emental-Schotter erkundet worden. Dabei ist in der Fortsetzung des bekannten Sandsteinrückens eine sehr grobkörnige Nagelfluh erbohrt worden, die eine linsenartige Einschaltung eines extrem harten blaugrauen feinstkörnigen Glimmer-sandsteins mit bis 5 cm mächtigen Kohleschmitzen aufwies. Nach der Kartierung der Molasseaufschlüsse in der Umgebung müsste es sich noch um ein Vorkommen in der OMM handeln.

Erdöl und Erdgas

Im Gebiet der Atlasblätter Wolhusen, Sumiswald und Langnau wurden bis heute keine Kohlenwasserstoffvorkommen gefunden. Ab 1960 wurden jedoch im östlichen Napfgebiet wiederholt seismische Untersuchungen durchgeführt (LAHUSEN & WYSS 1995). Diese hatten zum Ziel, die strukturellen Verhältnisse an der Basis der Molasse zu erkunden. Gemäss KOPP (1972) zeigten die Ergebnisse, dass im Entlebuch und im Bereich der Bramegg-Antiklinale bei Schachen (Blatt Wolhusen) durchaus Erdgaslagerstätten vorhanden sein könnten.

Ausserhalb der drei Kartengebiete wurde bei der Tiefbohrung Linden-I (1972/73) ein Gasvorkommen von mehreren Millionen Kubikmetern angebohrt und bei der Tiefbohrung Entlebuch-I (1980) das erste und bisher einzige kommerziell ausgebeutete Erdgasvorkommen von 75 Millionen Kubikmetern entdeckt (KÜNDIG et al. 1997).

Mineralische Rohstoffe

Ton

Stark verlehnte Schuttfächer, wie im Gebiet von Wilzigen–Mosigen (teilweise im Gebiet von Blatt Wolhusen), lieferten früher Ton und Lehm, der zu Blumentöpfen, Steingutgeschirr und Ziegeln verarbeitet wurde. Im Luzernischen hiess die vor Ort gelegene Töpferei «Beckihütte» (E. Künzli in LETSCH et al. 1907, S. 212; STEINER 1926, S. 42; EMMENEGGER 1973). Auch auf der Hochebene nördlich von Turm (Koord. 2648.2/1210.4) wurde im frühen 20. Jahrhundert ein mehrere Meter mächtiger Ton («blauer Letten») für Töpfereizwecke abgebaut. Ein weiteres Tonlager, das über 30 Jahre lang genutzt wurde, liegt zwischen Soppenstig und Rüediswiler (Koord. ca. 2650.3/1215.7). Es handelt sich um verschwemmte Grundmoräne, die mit Rottal-Schotter verzahnt ist. Der Kies tritt lokal bis an die Oberfläche (E. Künzli in LETSCH et al. 1907, S. 232). Ein bedeutendes und noch ungenutztes Tonvorkommen ist im Taltrog unterhalb von Werthenstein vorhanden, wo unter den Alluvionen bis >65 m mächtiger Seeton erbohrt wurde (KOPP 1962, KANT. AMT FÜR UMWELTSCHUTZ LUZERN 1990).

Im nördlichen und westlichen Napfgebiet sind Hafnereien aus dem 18. und 19. Jahrhundert bekannt: Huttwil, Wasen, Grünen, Rüderswil, Langnau, Schüpbach, Bärau, Trubschachen und Trub. Wo genau die Materialentnahmen stattgefunden haben, konnte nicht mehr nachvollzogen werden, aber sicher waren auch da verlehnte Schuttfächer bzw. Schwemmlerme als Rohstoff genutzt worden. Die berühmteste Hafnerei (bis heute) ist sicher diejenige in Langnau, wo das bekannte «Langnauer Chacheligschirr» fabriziert wurde. Lokale Materialentnahmestellen der Hafnerei in Langnau lagen oberhalb von Langeneggmoos (verwitterte Grundmoräne, O. Fischer in LETSCH et al. 1907, S. 136ff.) und im Hinterdorfgebli. Dass die genutzten Vorkommen in Langnau nicht allzu produktiv waren, zeigt die Nutzung von Tonlagern bis nach Schangnau (Bumbach, Wimmisalp).

Beim Ziegelegghoger südlich von Schüpbach (Koord. 2622.6/1196.9) dürften Lehm und Ton des Muttentfeld-Schotters abgebaut und bis 1968 in der Ziegelei Schüpbach verarbeitet worden sein.

Das einzige grössere und bis ins 20. Jahrhundert genutzte Tonlager im Gebiet der drei vorliegenden Kartenblätter befindet sich bei Steinweid auf der Anhöhe zwischen Chrumholzbad im Heimisbach und dem Schloss Sumiswald (Koord. 2625.00/1208.15). Von 1911 bis 1968 wurde der dort gewonnene Rohstoff in der Ziegelhütte beim Schlossgut Sumiswald verarbeitet. 1933 wurde sogar eine Materialseilbahn von 900 m Länge von der Lehmgrube in der Steinweid zur Ziegelhütte gebaut. Die Konzession für den Betrieb einer Ziegelhütte in Sumiswald erlaubte bereits 1829 deren Bau. Bis 1911 wurde offenbar Lehm von der am nordöstlichen Rand des heutigen Dorfes Sumiswald gelegenen Breiten verarbeitet. Es dürfte sich dort um tiefgründig verwitterten Hangschutt auf dem Gammenthal-Schotter ge-

handelt haben. 1918 musste die Ziegelhütte bei Grünenmatt «mangels geeigneter Lehmvorkommen» den Betrieb einstellen (GDE, SUMISWALD 2006).

Kies und Sand

Kies und Sand sind die heute am meisten genutzten, aber lokal begrenzt vorkommenden Rohstoffe in den vorliegenden Kartengebieten. Über das ganze Napfgebiet verstreut sind aufgelassene kleine Kiesgruben («Griengruebe») sichtbar, die den Eigenbedarf von Einzelhöfen oder kleinen Weilern deckten. Sie waren meistens in kiesig-sandiger Moräne, in tiefgründig verwitterten alten Schottern oder Nagelfluh angelegt. Diese dezentrale Rohstoffgewinnung ist nach heutiger Gesetzgebung nicht mehr gestattet. Dadurch geht der geologischen Geländeaufnahme wichtige Einsicht verloren. Die Mehrzahl der heute in Betrieb stehenden Kiesentnahmestellen liegt in letzteiszeitlichen Aufschotterungen. Der Abbau von Gammenthal-Schotter im Griesbach ist die Ausnahme. Die Rohstoffqualität lässt, mit Ausnahme der Entnahmestellen im östlichen Napfgebiet mit ihrer «frischen alpinen Materialzufuhr» während der Letzten Eiszeit, zu wünschen übrig. Es handelt sich bei diesen Materialien um mehrfach umgelagerte Molassenagelfluh, mit einer den Quarzitrestschottern ähnelnden Zusammensetzung. Entsprechend gross ist der Abrieb bei den Maschinen. Oft ist auch die Qualität des daraus hergestellten Betons nur mässig.

Die grossen Entnahmestellen waren/sind:

- Berg oberhalb von Wolhusen (1885 mit dem Eisenbahnbau geöffnet, FREY 1907; stillgelegt).
- Sandmätteli südlich von Wolhusen (ab 1905; stillgelegt).
- weitere grosse, heute nur noch teilweise betriebene Gruben befinden sich auf der Schwand, ausgangs Wiggertal bei Sticherlöchli, bei Guggernell-Neuhaus, Elswil, Schachen, Ebnet-Schwand und Schwarzenbach (Huttwil).
- im Lutherntal bei Rufswil, im Schachen und in der Hofstatt, wo meistens über die ganze Mächtigkeit Rufswil-Schotter abgebaut wird.
- bei Griesbach und Tannenbad (Abbau von Gammenthal-Schotter).
- bei Pfaffenboden-Trachselwald, Gumpersmühle-Waldhaus und Schneidershaus, nordwestlich von Fankhaus (Abbau von Emmental-Schotter).

An diesen Abbaustellen wird/wurde in erster Linie Kies gefördert, wobei für die Betonproduktion oft Sand zugeführt werden muss. Ausserhalb der im Betrieb stehenden Materialentnahmestellen gibt es, zum grössten Teil an die aktiven Gruben direkt anschliessend, Kies- und Sandreserven. Deren Abbau unterliegt jedoch einer Vielzahl von Einschränkungen, wie die Grundwassernutzung und der Grundwasserschutz.

Bis in die 1960er-Jahre sind lokal auch die rezenten Alluvionen entlang der Flüsse genutzt worden. In Handarbeit wurden Schotter abgegraben und über Wurf-

siebe die gewünschten Fraktionen gewonnen. Ein über viele Jahrzehnte in Betrieb gestandener Abbau in der Emme lag «beim Steg» über die Emme, gegenüber der (alten) Mühle in Ramsei.

Lokal verfügbarer Sand, in diesem Falle wahrscheinlich weicher, einfach abbaubarer Molassesandstein oder Flusssand, wurde auch für die Glashütte bei Sumiswald gewonnen.

Nagelfluh und Sandstein

An vielen Stellen im Napfgebiet sind Nagelfluh- und Sandsteinquader für Fundamente, Kellergeschosse und Auffahrten auf die Heubühne gehauen worden. Die entsprechenden Abbaustellen sind nicht mehr auffindbar und somit auf den Atlasblättern nicht vermerkt. Blöcke aus kompakter Nagelfluh wurden – und werden heute noch – lokal als Baustoff für Blocksteinmauern, Hangsicherungen und Bachverbauungen eingesetzt.

Kopf- und Bollensteine

Die Schotter der Kleinen Emme sind reich an Flyschsandsteinen. Diese Gerölle («Emmenbollen») wurden in der Vergangenheit durch Bsetzistei-Houer¹ aufgesammelt und zurechtgehauen. Sie zeichnen sich durch eine hohe Druckfestigkeit, gute Frostbeständigkeit und ein günstiges Abriebverhalten aus (KÜNDIG et al. 1997) und bildeten das Rohmaterial für Strassenpflasterungen (Kopfsteinpflaster). Mit dem Aufkommen der asphaltierten Strassen verschwand dieses Handwerk jedoch zusehends (EMMENEGGER 1973).

Im Gebiet der Grüne und der Emme, dort vor allem unterhalb des Räßblochs (mit der erfolgten Einspeisung von Grobgeröllen bzw. Steinen der Nagelfluh in den Fluss), sind ebenfalls Bsetzisteine gehauen worden. Hier herrschen jedoch quarzitische Lithologien vor. Steine aus der Emme und den «Höhenschottern» sind jedoch auch in die Fundamente («Gagelmauern») und Vorplätze der Bauernhäuser eingebaut worden, so zum Beispiel die Bsetzi vor einem Bauernhaus in Obergoldbach (im Gebiet von Blatt Worb). Solche Steine waren schlicht und einfach das beste Baumaterial, das lokal erhältlich war.

Spezielle Minerale

Beim Bau des südlich von Wohlhusen gelegenen Bahntunnels wurde im Bereich des Südportals auf dünnen Klüften Palygorskit gefunden (Koord. 2648.1/1211.8/600 m). Dieses haarige, weisslich-gelbe Tonmineral ($[Mg, Al]_2 Si_4 O_{10} [OH] \cdot 4H_2O$) wird im Volksmund auch Bergleder genannt. Ein weiteres Vorkommen die-

¹ Lokale Bezeichnung für Pflastersteinbeheader.

ses Minerals wurde im Bach südlich der Rote flue (Koord. ca. 2651.98/1208.52/780 m) entdeckt (PETERS & von SALIS 1965).

Im Weiteren hat auch MÜLLER (1995) auf Harnischflächen in der quarzitreichen Nagelfluh der Oberen Meeresmolasse Palygorskit festgestellt. Dieses Vorkommen liegt wenig ausserhalb des Gebiets von Blatt Wolhusen, nördlich von Zell (Koord. 2636.25/1222.10).

Eisenerz

Im Napfgebiet gibt es weder bedeutende Erzvorkommen noch eine grössere Eisenindustrie. Zwei im Luzernischen gelegene Verhüttungsanlagen dürfen aber nicht unerwähnt bleiben:

Am Nordwestufer des Soppensees sind Reste einer alten Eisenschmelzanlage mit zahlreichen, zum Teil faustgrossen Schlackenstücken gefunden worden. Es handelt sich um die Überreste eines Zwillingsbrennofens, der eine Höhe von etwa 150 cm aufwies, aus Naturstein gebaut und mit Lehm ausgekleidet war (MICHEL 1997). Als Rohstoff diente der vor Ort gewonnene Limonit.

Am Rümli ist ein Eisenerzabbau inklusive einem Schmelzofen, einer Schmiede und einem Betriebsgebäude aus dem späten 16. Jahrhundert aktenkundig (WALTER 1923). Beim abgebauten Erz dürfte es sich um Tonstein (Siderit oder Ankerit führende Knauer) aus buntem Mergel der Unteren Süsswassermolasse gehandelt haben.

Gold

Das aus den Flüssen und Bächen des Napfgebiets gewonnene Gold ist so genanntes Wasch- oder Seifengold. Die im Sand und Kies der rezenten Alluvionen enthaltenen Goldfitter(chen) – vereinzelt wurden auch schon bis erbsengrosse Goldkörner gefunden – stammen aus den Ablagerungen des miozänen Napf-Schuttflächers, der bereits eine sekundäre Lagerstätte des Goldes darstellt. Untersuchungen an Goldadern zwischen Aosta und Gondo haben ergeben, dass die primäre Lagerstätte des Napfgoldes dort gelegen haben kann (PETTKE et al. 1999). Völlig reines Gold ist 24-karätig. Das Napfgold besitzt eine Feinheit von etwas mehr als 23 Karat und ist damit ein sehr reines Gold (SCHMID 1973). Die Verunreinigungen von Silber, Kupfer und Platin machen < 2 % des Gesamtmetalles aus (SCHMID 1973, MALACH 1987). Zur Goldgewinnung wurden früher häufig Waschstühle eingesetzt, wobei der Sand über ein schräg geneigtes Holzgerinne geschwemmt wurde, das mit einem Tuch, Fell oder Gitter bedeckt war, in dem die Goldfitterchen zurückgehalten wurden (GONET 1978, HOFMANN 1981, PFANDER & JANS 2013).

Die Namen Emme, Wigger und Luthern sind keltischen Ursprungs, und es kann daher vermutet werden, dass bereits vor über 2000 Jahren von den Helvetiern Gold gewaschen wurde. Ihre Blütezeit erlebte die Goldwäscherei im Napfgebiet vom

14. bis zum 19. Jahrhundert. Während an der Aare und den bernischen Napfbächen die Waschstühle noch bis zur Wende vom 19. zum 20. Jahrhundert in Betrieb standen, so waren an der Reuss, der Kleinen Emme, der Fontanne und der Wigger die Goldwäscher bereits vor 1860 praktisch vollständig verschwunden (KAUFMANN 1872, WALTER 1923, MAAG 1981). Eine interessante Ortsangabe, wo Gold gewaschen wurde, findet sich in STUDER (1872); der Pfarrer Fetscherin in Sumiswald zitiert: «Gold wird gewaschen in der Kurzenei und noch reichlicher im Hornbach. Vom gleichen Grath, an dessen Ostseite der Schöni- und Goldbachgraben sich hinabziehen, laufen westwärts der Gohl- und Frittenbachgraben aus, in welchen ebenfalls, jetzt freilich weniger, Gold gewaschen wird. Der von dem gleichen Berge in den Dürngraben, hinter Trachselwald, auslaufende Laternengraben, bringt wieder Goldsand.»

Eine Zusammenstellung der Goldführung in den Flüssen und Bächen des östlichen Napfgebiets findet sich in SCHMID (1973). Der Goldgehalt beträgt durchschnittlich 0,45 g/t Sand und Kies, mit Maximalwerten bis gegen 16 g/t. Lokal kann dieser Wert durch begünstigende geologische Anreicherungsfaktoren wesentlich höher sein.

Heute wird in der Kleinen Emme, der Grossen Fontanne und der Wigger wieder vermehrt hobbymässig, und touristisch gefördert, Gold gewaschen.

Uran

Nach dem Ende des Zweiten Weltkriegs wurde im Oberemmental bei Trinkwasseruntersuchungen und Geigerzählermessungen im Gelände lokal erhöhte Radioaktivität festgestellt. Untersuchungen in den Jahren 1947–1948 von H. Vogel im Auftrag der damaligen Schweizerischen Studienkommission für Atomenergie belegten auffallend hohe Urangelhalte in der Molassekohle südöstlich von Oberdiessbach (Blatt Münsingen). Der grossflächig auftretende Kohlehorizont von Blabpach gelangte somit rasch in den Fokus der Uranprospektion. 1955–1956 wurde im Gebiet zwischen Trubschachen und Eggwil von privater Seite auf Uran prospektiert. Danach erfolgten 1958–1959 systematische Schürfungen durch die Uran AG im Gebiet von Blabpach. Die Resultate schienen vielversprechend: Im «Bericht über die Tätigkeit der Uran AG in den Jahren 1958–1959 und das Uranlager bei Trubschachen» wurde das grösste Uranvorkommen der Schweiz, mit 1800–2100 t Uran in einer Zone von 3,5 km² Fläche, propagiert (VOGEL 1959). Zwar wurde die Abbauwürdigkeit aufgrund der relativ schwierigen Abbauverhältnisse in Frage gestellt, dem Vorkommen aber insbesondere in Kriegs- und Krisenzeiten eine grosse wirtschaftliche Bedeutung zugeschrieben. Ein Arbeitsausschuss des Schweizerischen Konsortiums zur Ermittlung der Uranvorkommen zweifelte jedoch an der Richtigkeit der Resultate der Uran AG und leitete eigene Untersuchungen ein. Dabei wurde festgestellt, dass die Urangelhalte im Kohlehorizont von Blabpach sehr heterogen verteilt sind und niedrige Urangelhalte im Bericht von VOGEL (1959) unberücksichtigt blieben (RICKENBACH 1962). Demnach liegt der mittlere Urangelhalt des Kohle-

horizonts von Blapbach bei 50–60 g/t und nicht, wie von VOGEL (1959) erwähnt, bei 130–150 g/t. Damit ist der Urangehalt nur unwesentlich höher als der Urangehalt in gleichaltrigen Molassekohlevorkommen des Mittellandes (RICKENBACH 1962).

Glassand

Im 18. Jahrhundert waren im Entlebuch verschiedenenorts Glashütten ansässig. Infolge des hohen Holzverbrauchs und der damit einhergehenden Abholzung wurden die Glashüttenstandorte mehrfach verschoben. So beobachtete HORAT (1986) im Änziloch die Struktur eines alten Glasofens. Als Rohstoff dürfte lokaler Quarzsand verwendet worden sein. Bis zur zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts verlagerten die Glasermeister Siegwart aus dem Entlebuch ihre Produktion komplett nach Hergiswil bei Luzern. Im Jahre 1877 gab es zwischen den älteren und jüngeren Inhabern der Glashütte Hergiswil Streit. Die beiden jüngeren Gebrüder Siegwart sahen sich deshalb nach anderen geeigneten Standorten um. Ihr Entscheid fiel auf Wauwil. Die nahe Bahnlinie, das grosse Torfvorkommen und die Quarzsandausbeute am Santenberg gaben den Ausschlag (BLUM 2013). In den Jahren 1879–1880 entstand in der Sternmatte unter dem Namen Compagnie Siegwart eine neue Glashütte.

Im Gebiet von Blatt Sumiswald sind zwei Glashütten bekannt, von denen das «Sumiswalder Glas» stammen könnte. Einmal das Glaserhüsli bei Oberwald, nördlich von Wasen und der Hopfenberg oder Hopfenberghüsli, auch Glaser genannt, im Vorderen Heimisbach, im steilen Graben nördlich von Hopferen gelegen. In MINDER (1918, S. 125) ist der Verweis zu finden: «Bereits um 1700 ist eine Familie Aeschmann auf dem Hopfenberg bekannt, die dem Glaserhandwerk nachgegangen (ist). 1785 starb Ulrich Aeschmann, der Glaser [...]».

DER RAFRÜTI-METEORIT

Der Eisenmeteorit Rafrüti ist der erste und grösste einzelne aus der Schweiz bekannte Meteorit. Nach dem Fund im Mai 1886 gelangte das Objekt im Jahr 1900 ins Naturhistorische Museum Bern und ist seither permanent ausgestellt. Die detaillierte Fundgeschichte ist in den Artikeln von VON FELLEBERG (1900a, b) erhalten, die hier gemachten Angaben stützen sich im Wesentlichen darauf, wie auch auf den Briefwechsel zwischen E. von Fellenberg und verschiedenen involvierten Personen. Diese Korrespondenz ist ebenfalls im Naturhistorischen Museum Bern archiviert.

Der Rafrüti-Meteorit wurde im Mai 1886 von Andreas Zürcher (Vater) «etwas unterhalb der Unteren Rafrüti» beim Anlegen eines Kartoffelackers in rund 30 cm Tiefe gefunden. Die Eisenmasse wurde offenbar für ein Fragment einer Kanonenkugel gehalten. Der Fund wurde zum Wohnort der Zürchers auf der Hinteren Lüderenweid transportiert (heute Gustihüttli, Pkt. 1085 m, 2,5 km nordöstlich von Unterrafrüti). Im Winter wurde das Eisen jeweils im Ofen erhitzt und zum Aufwärmen der Viehtränke vor dem Bauernhof auf der Hinteren Lüderenweid verwendet, angeblich auch als «Betflasche». Im Mai 1900 wurde Edmund von Fellenberg vom Naturhistorischen Museum Bern von Sekundarlehrer Fritz Wiedmer in Wasen (via von Fellenbergs Kollegen Ernst Kissling) über das Objekt informiert. Der Antwortbrief von E. von Fellenberg vom 7.5.1900 ist erhalten geblieben. Am 9.6.1900 gelangte der Meteorit ans Museum und am Tag darauf kam es zum Abschluss des Ankaufs durch das Berner Museum vor Ort. E. von Fellenberg liess sich ebenfalls am 10.6.1900 den genauen Fundort von Andreas Zürcher (Sohn) zeigen. Zum genauen Fundort und -zeitpunkt gibt es jedoch widersprüchliche Angaben: In einem Brief vom 29.5.1900 von Fritz Wiedmer an E. von Fellenberg wird als Fundort «zwischen Chüeni und Rämigrat» angegeben, dies wäre rund 500 m südwestlich von Unterrafrüti und als Fundjahr wird 1895 genannt. Da der Fundort nach Erhalt des Briefes verifiziert wurde, ist davon auszugehen, dass die Angaben im Brief nicht korrekt waren. In einem Brief vom 12.7.1900 an E. von Fellenberg berichtet Fritz Meister, Postmeister in Kurzeney-Graben, dass Ende Oktober 1856 in der Region (Kobelhüttlihöhe, 700 m nördlich der Unteren Rafrüti) ein eindrückliches Ereignis beobachtet wurde, welches offensichtlich mit dem Fall des Rafrüti-Meteoriten in Verbindung gebracht werden könne. Vermutlich dasselbe Ereignis wurde auch in Lauperswil im Emmental (7 km westlich von Unterrafrüti) beobachtet (VON FELLEBERG 1900a, b).

Die ursprünglichen Dimensionen des Rafrüti-Meteoriten waren 27 x 16 x 21 cm, die Masse 18,2 kg (Fig. 52). Die erste chemische Analyse ergab einen Nickelgehalt von 9,54 % (COHEN 1905), eine Analyse mittels Neutronenaktivierung $9,0 \pm 0,3$ % Ni (SCHAUDY et al. 1972) und Analysen mittels Röntgenfluoreszenz im Februar 2019 zeigten einen Nickelgehalt von $9,46 \pm 0,11$ %. Strukturell ist der Rafrüti-Meteorit ein Ataxit, d.h. er ist feinkörnig und zeigt nach dem Ätzen weder Widmannstätten'sche Figuren (typisch für Oktaedrite) noch Neumann'sche Linien (in den meis-



Fig. 52: Der Rafrüti-Meteorit, aufgenommen im Jahr 1900. Höhe 27 cm, Breite 16–21 cm. Archiv des Naturhistorischen Museums Bern.

ten Hexaedriten erkennbar). Der Rafrüti-Meteorit kann keiner der bekannten Klassen und auch keinem anderen einzelnen Eisenmeteoriten zugeordnet werden und gilt als «ungruppiertes Eisenmeteorit». Zu seinen anomalen Eigenschaften gehören: 1) Fehlen einer Struktur (Ataxit) bei einem Nickelgehalt von rund 9%; 2) niedrigster bekannter Iridiumgehalt aller Eisenmeteorite ($0,007 \pm 0,002$ ppm Ir, SCHAUDY et al. 1972); 3) sehr niedrige Gehalte kosmogener Edelgase, resultierend in einem für Eisenmeteorite sehr niedrigen «cosmic ray exposure age» (CRE, entspricht der Verweildauer im All als kleiner Körper) von $6,8 \pm 1,7$ Ma (TERRIBILINI et al. 2000).

Ob ein Teil der anomalen Eigenschaften eventuell auf die erwähnte mehrfache Erhitzung im Ofen zurückgeführt werden könnten, ist unklar. BUCHWALD (1975) kommt anhand einer detaillierten metallographischen Analyse zum Schluss, dass die ataxitische Struktur nicht auf die künstliche Erhitzung zurückzuführen ist, und dass diese maximal 400°C erreichte. Basierend auf dieser Angabe werden auch die niedrigen Edelgasgehalte nicht auf das künstliche Erhitzen zurückgeführt (TERRIBILINI et al. 2000).

Wegen der deutlichen Korrosion bezweifelt BUCHWALD (1975) eine Verweildauer im Boden von lediglich 30 Jahren (1856–1886). Der früher vermutete Zusammenhang mit dem im Oktober 1856 beobachteten Ereignis muss deshalb zumindest als sehr unsicher gelten.

Um den Rafrüti-Meteoriten bleiben somit vor allem folgende Fragen offen: Wie stark wurden die Eigenschaften des Meteoriten durch das Erhitzen verändert? Besteht ein Zusammenhang mit dem Ereignis im Oktober 1856?

Die Suche nach möglichen weiteren Fragmenten desselben Fallereignisses in der Rafrüti-Region durch den erfahrenen Meteoritensucher Marcel Häuselmann im Jahr 2016, mit rund fünf Wochen investierter Sucharbeit, blieb erfolglos.

UR- UND FRÜHGESCHICHTE, HISTORISCHE OBJEKTE

Soppensee

Der Soppensee ist eine der vegetations- und umweltgeschichtlich am besten erforschten Lokalitäten in Zentraleuropa und deshalb von herausragender Bedeutung. Dieser ca. 825 m lange und 375 m breite Toteis- oder Eisrandsee, mit einer maximalen Tiefe von 29 m, bildete sich am Ende der Letzten Eiszeit vor mehr als 15 ka.

Das Sediment des Soppensees wurde von A.F. Lotter (in BLOCKLEY et al. 2007) auf Vulkanaschen untersucht. Er konnte mit seinen Studien pyroklastische Ablagerungen der Laachersee-Tephra nachweisen. Der Laacher See liegt in der östlichen Eifel und ist heute eine mit Wasser verfüllte Caldera (Einsturzkrater), welche durch einen gewaltigen Vulkanausbruch vor ca. 12,9 ka entstand. Ascheablagerungen dieses Ereignisses lassen sich von Schweden bis Norditalien belegen. Sie dienen als Leithorizont des Alleröd-Interstadials, der letzten Warmphase vor der Jüngeren Dryas, die durch einen nochmaligen deutlichen Temperaturrückgang geprägt war. Auch aus diesem Zeitraum wies A.F. Lotter vulkanisches Material in Form von Vedde-Asche der gigantischen isländischen Vulkanausbrüche vor ca. 12,1 ka nach. Sie ist im ganzen Nordatlantikraum verbreitet und auch im 3000 m mächtigen GSSP-Referenzprofil der nordgrönländischen Eisschild-Tiefbohrung vorhanden. Auch die Vasset/Kilian-Tephra aus der Chaîne des Puys im französischen Zentralmassiv konnte in den jahreszeitlich geschichteten Sedimenten des Soppensees nachgewiesen und auf ca. 9,4 ka cal BP (HAJDAS et al. 1993) datiert werden.

Die Seesedimente, welche den gesamten Zeitraum der letzten 15 ka umfassen, wurden durch A.F. Lotter zudem mit pollenanalytischen Analysen zeitlich hochauflösend untersucht. So konnte er aufzeigen, dass im Spätpleistozän nach dem Abschmelzen des Gletschereises die Landschaft durch eine offene Steppentundra geprägt war. Vor ca. 14,7 ka war ein Bewuchs von Wacholder und Birken sowie vor ca. 13 ka mit Kiefern und Birken vorherrschend. Mit dem Beginn des Holozäns und der damit einsetzenden globalen Erwärmung vor rund 11,7 ka setzte sich Laubmischwald durch, der danach in seiner Zusammensetzung, einhergehend mit kälteren oder wärmeren Klimaphasen, variierte (LOTTER 1999 und Fig. 29). Es gelang weiter, mit Cerealia-Pollen nachzuweisen, dass in dieser Region vor rund 6,7 ka, also bereits im Spätmesolithikum, Ackerbau betrieben wurde, was einen der frühesten Nachweise nördlich der Alpen darstellt (TINNER et al. 2006, NIELSEN 2009). Erwähnenswert ist zudem ein Elchskelett, das 1922 beim Torfabbau in der Nähe des Sees gefunden wurde und spätglazialen Ursprungs sein dürfte (SPECK 1987). Teile davon befinden sich heute im Natur-Museum Luzern. Bei Sondiergrabungen in der Umgebung des Soppensees durch die Luzerner Kantonsar-

chäologie wurden neben Silices sowie Stacheln auch Holzkohle und Haustierknochen nachgewiesen. Die Artefakte zeigen oft deutliche Brandspuren, was darauf hinweist, dass eine steinzeitliche Siedlung existiert hatte. Es gibt zwar Anhaltspunkte, dass es sich um spätpaläolithische Funde handeln könnte, aber das Material ist für eine exakte zeitliche Einstufung zu spärlich.

Übriges Gebiet von Blatt Wolhusen

Aus der Umgebung von Ruswil sind prähistorische Siedlungsstellen sowie gelegentliche Streufunde von Stacheln, Klingen und Silices bekannt, die aber keine spezifische Alterszuweisung erlauben. Aus der Römerzeit sind lediglich Münzenfunde von Geiss bei Menznau nachgewiesen. Mittelalterliche Burgstellen befinden sich an zahlreichen Orten wie Doppleschwand, Hergiswil b. W. (Holz-Erdburg Salbüel), Menznau, Ruswil, Tutensee, Werthenstein und Wolhusen. Besondere Trouvaillen sind zahlreiche Kapellen und Kirchen, wobei die Kapelle Luthernbad von 1583/84 als Wallfahrtsort besondere Bekanntheit erlangte. Das Franziskanerkloster Werthenstein wiederum, ein Bauwerk von nationaler Bedeutung, hat seine Ursprünge in einer Kapelle von 1520. Bereits im 18. Jahrhundert pilgerten 80 000 Gläubige pro Jahr zum Wallfahrtsort, dem zweitwichtigsten der Schweiz hinter Einsiedeln. Das Beinhaus Wolhusen schliesslich birgt Wandmalereien eines Totentanzes, die um 1660 entstanden sind und zu den kostbarsten der Inner-schweiz zählen.

Gebiet von Blatt Sumiswald

Vom Gebiet von Blatt Sumiswald sind lediglich wenige archäologische Streufunde bekannt. Der Fund eines Silexsplitters (Neufeld; Sammlung Inge Zinn, Sumiswald) zeigt, dass diese Gegend bereits im Neolithikum von Menschen durchstreift wurde. Die zahlreichen Holz-Erdburgen aus dem 11. bis 12. Jahrhundert zeugen von einer grossen Rodungs- und Siedlungstätigkeit kleinadliger Geschlechter in dieser Region. Die 2017 entdeckte Burgstelle Chammenegg (Gemeinde Trachselwald) konnte historisch dem Freiherren-geschlecht der von Rütli zugeordnet werden (GLANZMANN 2018). Mit Schloss Trachselwald, das über dem gleichnamigen Dorf thront, sowie Schloss Sumiswald sind zudem zwei markante Bauten aus dem 12. bis 13. Jahrhundert erhalten. Der Freiherr Lüthold von Sumiswald stiftete 1225 als letzter Vertreter seines Geschlechts dem Deutschritterorden seinen Grundbesitz, darunter auch das Schloss Sumiswald. Dieses diente in der Folge dem Deutschritterorden bis 1698 als Spital und Ordenshaus.

Erwähnenswert ist auch der intakte historische Dorfkern von Dürrenroth, der von nationaler Bedeutung ist.

Gebiet von Blatt Langnau

Wie bereits im Kapitel Stratigraphie bei der Beschreibung der Schwemmlerlehmablagerungen erwähnt (s. S. 157), konnte mit Pollenanalysen an einem Bohrprofil aus der Dorfmitte von Langnau die Vegetationsentwicklung des Ilfstals vom Spätpleistozän über das Neolithikum bis ins Hochmittelalter rekonstruiert werden (WEGMÜLLER 1998). Das Pollenprofil und archäologische Streufunde im Gebiet von Blatt Langnau lassen vermuten, dass die Gegend bereits in der Stein- und Bronzezeit besiedelt war. So wurden bei Langnau eine Speerspitze und ein Steinbeil aus dem Neolithikum gefunden. Silexfunde aus Schüpbach (Gemeinde Signau) stammen vermutlich aus dem Mesolithikum und könnten die ältesten Funde aus dem Oberen Emmental sein. Aus der Bronzezeit sind mehrere Objekte nachgewiesen, die vornehmlich aus der Mittelbronzezeit stammen. Aus der nachfolgenden Eisenzeit ist ein Flussfund von keltischen Münzen aus der Emme zu erwähnen (GLANZMANN 2018). Aus der römischen Epoche sind bis auf einen kleinen Fundkomplex aus der archäologischen Grabung in der Kirche Lauperswil keine Funde dokumentiert. Die pollenanalytische Auswertung des Bohrkerns von Langnau ergab eine vermutlich schwache Besiedlung in römischer Zeit. Bedeutend war das 1125 gegründete Benediktinerkloster Trub, dessen Wappen, ein goldenes Antoniuskreuz auf blauem Grund, bis heute das Gemeindewappen von Trub bildet. Die zahlreichen Besitztümer des Klosters, die vom Neuenburger- bis zum Thunersee reichten, sind im Zuge der Reformation verstaatlicht worden. Die Bibliothek und der Kirchenschatz wurden durch Brände sowie den reformatorischen Bildersturm zerstört.

Diverse Kleinadlige errichteten im 11. bis 12. Jahrhundert zahlreiche Holzerdburgen und schufen mit Rodungen kleinräumige Herrschaften. Das Obere Emmental ist eines der burgenreichsten Gebiete der Schweiz.

Mit dem Erwerb der Burg Spitzenberg (Gemeinde Langnau) und der Gründung eines Amtes «Officium Spitzenberg» setzten die Habsburger um 1306 ihren Fuss in das Tal der Ilfis und weiteten damit ihren Einfluss bis zur Emme aus (HÄUSLER 1958).

Lange Zeit waren nach den Wirren der Reformation die Kantone Bern und Luzern und somit auch die Bevölkerung im Napfbergland entzweit. Heute sind die Menschen der behäbigen, stolzen Bauernhöfe im Emmental und die der nicht minder schönen Bauernhäuser im Kanton Luzern, mit den zahlreichen Kapellen und Bildstöcken, jedoch wieder vereint.

LITERATURVERZEICHNIS

- 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.
- ALTHAUS, H. & RICKENBACH, E. (1947): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 26.
- AMREIN, B.M. (2002): Grundwasser-Fließwege im mittleren Luthertal. – *Mitt. natf. Ges. Luzern* 37, 37–47.
- ANNAHEIM, H., BÖGLI, A. & MOSER, S. (1958): Die Phasengliederung der Eisrandlagen des würmeiszeitlichen Reussgletschers im zentralen schweizerischen Mittelland. – *Geographica helv.* 13, 217–231.
- (1959): Bemerkungen zum Artikel von H. Jäckli: «Wurde das Moränenstadium von Schlienen überfahren?». – *Geographica helv.* 14, 82–84.
- ANTENEN, F. (1902): Die Vereisungen der Emmenthåler. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1901, 18–43.
- (1910): Mitteilungen über Talbildung und eiszeitliche Ablagerungen in den Emmentälern. – *Eclogae geol. Helv.* 11/1, 77–95.
- ANTHAMATTEN, F. (2004): Quartärgeologische Untersuchungen im Tal der Grossen Fontanne. – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- BACHMANN, I. (1871a): Die wichtigsten erhaltenen oder erhaltungswürdigen Findlinge im Kanton Bern. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1870, 32–88.
- (1871b): Kleinere Mitteilungen über die Quartärbildungen des Kantons Bern. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1870, 227–242.
- (1883): Ueber die Grenzen des Rhonegletschers im Emmenthal. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1882, 6–16.
- BALTZER, A. (1896): Der diluviale Aaregletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern mit Berücksichtigung des Rhonegletschers. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 30.
- BATTAGLIA, A. (2010): Geschichte der Torfnutzung im Gebiet von Einsiedeln und Rothenthurm während des 20. Jahrhunderts. Auswirkung auf den regionalen Kohlenstoffhaushalt. – *Masterarb. ETH Zürich* (unpubl.).
- BECKMANN, M. (2004): Pollenanalytische Untersuchung der Zeit der Jäger und Sammler und der ersten Bauern an zwei Lokalitäten des Zentralen Schweizerischen Mittellandes. – *J. Kramer in der Gebr. Borntraeger Verlagsbuchhandl., Berlin/Stuttgart*.
- BÉGUIN, J. & SMOLA, S. (2010): Stand der Drainagen in der Schweiz. Bilanz der Umfrage 2008. – *Bundesamt für Landwirtschaft, Bern*.
- BERGER, J.-P., KÄLIN, D. & KEMPF, O. (2010): Swiss Molasse lithostratigraphy. – *8th Swiss Geosci. Meet., Abstr. Vol.*, 127.
- BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C., DERER, C. & SCHAEFER, A. (2005): Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. – *Int. J. Earth Sci.* 94, 697–710.
- BITTERLI, T., JORDI, H.A., GERBER, M.E., GNÄGI, C. & GRAF, H.R. (2011): Blatt 113 Murgenthal. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 113.
- BLOCKLEY, S.P.E., LANE, C.S., LOTTER, A.F. & POLLARD, A.M. (2007): Evidence for the presence of the Vedde Ash in Central Europe. – *Quatern. Sci. Rev.* 26, 3030–3036.
- BLUM, C. (2012): Geotope im Kanton Bern. – *Masterarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- BLUM, J. (2013): Glasi Wauwil: Geschichte der Glasfabrikation von 1879 bis 1993. Teil 1: Die alte Glashütte in der Sternmatte bis 1924. – *Heimatkd. Wiggertal* 70, 180–191.

- BOHNENBLUST, E.O. (2004): Bärner Bedli – einst und heute: «von bsunderbar heilsamen Quellen ...». – Weber AG, Gwatt.
- BOSCANI LEONI, S. (2017): Die Debatte um den Torfabbau im 18. Jahrhundert. Die Gebrüder Scheuchzer zwischen Johannes von Muralt und Johann I. Bernoulli. In: BOSCANI LEONI, S. & STUBER, M. (Hrsg.): Wer das Gras wachsen hört. Wissensgeschichte(n) der pflanzlichen Ressourcen vom Mittelalter bis ins 20. Jahrhundert (S. 116–139). – Jb. für Geschichte des ländlichen Raumes. StudienVerlag, Innsbruck.
- BREDDIN, H. (1958): Die regionale tektonische Fossil- und Gesteinsdeformation in der Molasse der Ost- und Mittelschweiz. – *Ecolgae geol. Helv.* 51/2, 378–380.
- (1964): Die tektonische Deformation der Fossilien und Gesteine in der Molasse von St. Gallen (Schweiz). – *Geol. Mitt. (Aachen)* 4/1, 1–114.
- BÜCHI, U.P. & SCHLANKE, S. (1977): Zur Paläogeographie der Schweizerischen Molasse. – *Erdöl-Erdgas-Z.* 93, 57–69.
- BUCHWALD, V.F. (1975): Handbook of iron meteorites. – University of California Press, Berkeley.
- BUDMIGER, G. (1967): Die Quellstollen in der mittelländischen Molasse. – *Jb. Oberaargau* 10, 52–74.
- BURKHARD, M. (1990): Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). – *Ecolgae geol. Helv.* 83/3, 559–583.
- BÜRO WERNER [Ingenieur- u. Studienbüro A. Werner AG] (1992): Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung der Grundwasser des Kantons Bern. Hydrogeologie Rotbachtal und Oberes Langgetal. – Wasser- u. Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Bern.
- BÜRO WERNER + PARTNER [Ingenieur- u. Studienbüro Werner + Partner AG] (1993): Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung der Grundwasser des Kantons Bern. Hydrogeologie Trubetal. – Wasser- u. Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Bern.
- BÜRO WERNER [Ingenieur- u. Studienbüro A. Werner] & WANNER, J. (1981): Grundlagen für die siedlungswasserwirtschaftliche Planung des Kantons Bern. Hydrogeologie Emmental, Teil III: Unteres Emmental. – Wasser- u. Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Bern.
- 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.
- CHARPENTIER, J. DE (1841): Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône. – Marc Ducloux, Lausanne.
- COHEN, E.W. (1905): Meteoritenkunde, Bd. III. – E. Schweizerbart, Stuttgart.
- COLDEBELLA, R. (2011): «Physical properties» von LGM- und Prä-LGM-Sedimenten. – Masterarb. Univ. Bern (unpubl.).
- CSD [CSD Ingenieure und Geologen AG] (2002): Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung der Grundwasser des Kantons Bern. Hydrogeologie Tal der Grüene. – Wasser- u. Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Bern.
- DEHNERT, A., PREUSSER, F., KRAMERS, J.D., AKÇAR, N., KUBIK, P.W., REBER, R. & SCHLÜCHTER, C. (2010): A multi-dating approach applied to proglacial sediments attributed to the Most Extensive Glaciation of the Swiss Alps. – *Boreas* 39/3, 620–632.
- DERUNGS, K. (2009): Magische Quellen, heiliges Wasser. Die 22 Kultquellen der Schweiz. – Edition Amalia, Grenchen.
- EMMENEGGER, E. (1973): Vergessene Industrien, Gewerbe und Handwerke im Entlebuch. – Buchdruckerei Schüpfheim, Schüpfheim.
- ENGESSER, B. (1990): Die Eomyidae (Rodentia, Mammalia) der Molasse der Schweiz und Savoyens. Systematik und Biostratigraphie. – *Schweiz. paläont. Abh.* 112, 1–143.

- ERNI, A. (1910): Exkursion Schweiz. – Handschriftl. Not. nathist. Mus. Basel (unpubl.).
- ERNI, A., FORCART, L. & HÄRRI, H. (1943): Fundstellen pleistocaener Fossilien in der «Hochterrasse» von Zell (Kt. Luzern) und in der Moräne der grössten Eiszeit von Auswil bei Rohrbach (Kt. Bern). – *Eclogae geol. Helv.* 36/1, 85–124.
- EYNATTEN, H. VON, SCHLUNEGGER, F., GAUPP, R. & WIJBRANS, J.R. (1999): Exhumation of the Central Alps: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laserprobe dating of detrital white micas from the Swiss Molasse Basin. – *Terra Nova* 11/6, 284–289.
- FANKHAUSER, J. (1872): Nachweis der marinen Molasse im Emmenthal. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1871, 162–176.
- FAVRE, A. (1884): Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont-Blanc. – Carte des anciens glaciers de la Suisse 1:250 000, Flle. 1, Comm. géol. Soc. helv. Sci. nat.
- (1898): Texte explicatif de la carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont-Blanc. – *Matér. Carte géol. Suisse* 28.
- FELLENBERG, E. VON (1900a): Der Meteorit von Rafrüti. – *Der Bund* 220, 10.8.1900.
- (1900b): Der Meteorit von Rafrüti im Emmenthal, Canton Bern. – *Cbl. Mineral., Geol. u. Paläont.* 1900, 152–158.
- FELLENBERG, L.R. VON (1862): Ueber die Braunkohle von Blappbach bei Trubschachen im Emmenthal. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1862, 243–248.
- FISCHER, A. (1996): Isotopengeochemische Untersuchungen ($\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$) im Wasser und in den Sedimenten des Soppensees (Kt. Luzern, Schweiz): Klimaveränderungen und Entwicklungsgeschichte des Sees seit dem Spätglazial. – *Diss. ETH Zürich* 11924.
- FLORINETH, D. & SCHLÜCHTER, C. (1998): Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 91/3, 391–407.
- FREI, R. (1912): Karte der diluvialen Gletscher der Schweizeralpen 1:1 000 000. – *Geol. Spezkarte 74*, Schweiz. geol. Komm.
- FREY, O. (1907): Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuss. – *N. Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 41/2, 341–525.
- (1910): Gletscherwirkungen aus der Riss-Eiszeit. – *Eclogae geol. Helv.* 11/1, 55–77.
- FRÖHLICHER, H. (1933): Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch (Kanton Luzern). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 67, 1–63.
- (1942): Über Brüche in der Nagelfluh des Napfgebietes. – *Eclogae geol. Helv.* 35/2, 140–142.
- FRÜH, J. & SCHRÖTER, C. (1904): Die Moore der Schweiz: mit Berücksichtigung der gesamten Moorfrage. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 3.
- GAAR, D. (2013): Establishing chronologies of Late Pleistocene glacier advances in Northern Switzerland. – *Diss. Univ. Bern*.
- GAREFALAKIS, P. (2019): Tectonic, eustatic and surface controls on the Burdigalian transgression recorded in the Upper Marine Molasse in Switzerland. – *Masterarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- GAREFALAKIS, P. & SCHLUNEGGER, F. (2019): Deciphering tectonic, eustatic and surface controls on the 20 Ma-old Burdigalian transgression recorded in the Upper Marine Molasse in Switzerland. – *Solid Earth*, in *Review*. doi.org/10.5194/se-2019-27.
- GASSER, U. (1966): Sedimentologische Untersuchungen in der äusseren Zone der subalpinen Molasse des Entlebuch (Kt. Luzern). – *Eclogae geol. Helv.* 59/2, 723–772.
- GDE. [GEMEINDE] SUMISWALD (Hrsg.) (2006): Streiflichter. – *Einwohnergemeinde Sumiswald*.
- GEOTECHNISCHES INSTITUT [AG] (1970): Basisspital Sumiswald/Sondierbohrung. Ber. vom 9.7.1970. – *Arch. Landesgeologie, swisstopo, Wabern* 12646 (unpubl.).

- GEOTECHNISCHES INSTITUT [AG] (1990): Hydrogeologische Untersuchungen im Emmental bei Aeschau. Ber. Nr. GT 190.2572 vom 14.2.1990. – Arch. Landesgeologie, swisstopo, Wabern 33296 (unpubl.).
- GEOTEST (1998): Kiesgrube Schwanden: geologische Untersuchungen. – Ber. z.H. F+M Kies AG, Werthenstein (unpubl.).
- GERBER, E. (1920): Bericht über die Frühjahrs-Zusammenkunft der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Huttwil zur Besichtigung des Schieferkohlengebietes von Gondiswil-Zell. – *Eclogae geol. Helv.* 16/1, 46–57.
- (1923a): Die diluvialen Schieferkohlen (Torflager) von Gondiswil-Zell. In: SCHWEIZ. GEOTECH. KOMM. (Hrsg.): Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz (S. 30–66). – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 8.
- (1923b): Die diluviale Schieferkohle auf der Mutten-Terrasse (Südöstlich von Signau im Emmental). In: SCHWEIZ. GEOTECH. KOMM. (Hrsg.): Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz (S. 493–495). – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 8.
- (1928): Ueber einen Mastodon-Zahn aus der Molasse von Signau. – *Handschriftl. Not. nat-hist. Mus. Bern* (unpubl.).
- (1941): Über Höhengschotter zwischen Emmental und Aaretal. – *Eclogae geol. Helv.* 34/1, 1–16.
- (1950): Blatt 1147 Burgdorf (Fraubrunnen–Wynigen–Hindelbank–Burgdorf [SA 142–145]). – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte u. Erläut.* 22.
- GERBER, M.E. (1994): Blatt 1129 Sursee. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut.* 84.
- GERBER, M.E. & KOPP, J. (1990): Blatt 1129 Sursee. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte* 84.
- GERBER, M.E. & WANNER, J. (1984): Blatt 1128 Langenthal. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte u. Erläut.* 79.
- GIBBARD, P.L., HEAD, M.J., WALKER, M.J.C. & THE SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (2010): Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. – *J. Quatern. Sci.* 25, 96–102.
- GLANZMANN, J. (2018): Emmental – ein Tal erzählt Geschichte. – Landverlag, Langnau i.E.
- GONET, P.A. (1978): Goldsucher in der Schweiz. – Benteli, Bern.
- GRAF, H.R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – *Diss. ETH Zürich* 10205.
- (2009): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 168.
- GRAF, H.R. & BURKHALTER, R. (2016): Quaternary deposits: concept for a stratigraphic classification and nomenclature – an example from northern Switzerland. – *Swiss J. Geosci.* 109/2, 137–147.
- GRAF, H.R., JOST, J., EBERHARD, M., KRUYSSSE, H. & KEMPF, O. (2012): Blatt 1109 Schöftland. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut.* 150.
- GRUNER, U. (2001): Blatt 1167 Worb (mit Beiträgen von R. BURKHALTER). – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut.* 104.
- GRÜNING, A. (2007): Moore und Sümpfe im Wandel der Zeit. – *Hotspot* 15, 4–5.
- (2008): Erhaltung und Restaurierung von Mooren. In: AKAD. DER NATW. SCHWEIZ (SCNAT) (Hrsg.): Biodiversität und Klima – Konflikte und Synergien im Massnahmenbereich (Faktenbl. 8, S. 24–25). – SCNAT, Bern.
- GUIOT, J., PONS, A., BEAULIEU, J.L. DE & REILLE, M. (1989): A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. – *Nature* 338, 309–313.
- HABBE, K.H., ELLWANGER, D. & BECKER-HAUMANN, R. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des süddeutschen Alpenvorlandes. – *Quatern. Sci. J.* 56/1–2, 66–83.

- HABICHT, J.K.A. (Hrsg.) (1987): Internationales stratigraphisches Lexikon. Bd. I: Europa. Fasz. 7 Schweiz und Fasz. 7b Schweizerisches Mittelland (Molasse). – Schweiz. geol. Komm. und Landeshydrol. u. -geol.
- HÄCHLER, B. (2005): Quellwasser Sackgraben: Eine Arbeit über die Entstehung und das Einzugsgebiet der Quellen im Sackgraben. – Maturaarb. Gymnasium NMS Bern (unpubl.).
- HAJDAS-SKOWRONEK, I. (1993): Extension of the radiocarbon calibration curve by AMS dating of laminated sediments of Lake Soppensee and Lake Holzmaar. – Diss. ETH Zürich 10157.
- HAJDAS, I., IVY, S.D., BEER, J., BONANI, G., IMBODEN, D., LOTTER, A.F., STURM, M. & SUTER, M. (1993): AMS radiocarbon dating and varve chronology of Lake Soppensee: 6000 to 12000 ¹⁴C years BP. – *Climate Dynamics* 9/3, 107–116.
- 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.
- HANTKE, R. (1959): Zur Phasenfolge der Hochwürmeiszeit des Linth- und des Reuss-Systems verglichen mit demjenigen des Inn- und des Salzach-Systems sowie mit der nordeuropäischen Vereisung. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 104, 390–442.
- (1968): Erdgeschichtliche Gliederung des mittleren und jüngeren Eiszeitalters im zentralen Mittelland. In: DRACK, W. (Hrsg.): Ur- und frühgeschichtliche Archäologie der Schweiz, Bd. I. (S. 7–26). – Schweiz. Ges. für Ur- und Frühgesch., Basel.
- (1978): Eiszeitalter, Bd. 1: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete (Klima, Flora, Fauna, Mensch, Alt- und Mittel-Pleistozän, Vogesen, Schwarzwald, Schwäbische Alb). – Ott, Thun.
- (1980): Eiszeitalter, Bd. 2: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete (Letzte Warmzeiten, Würm-Eiszeit, Eisabbau, Nacheiszeit der Alpen-Nordseite vom Rhein- zum Rhone-System). – Ott, Thun.
- HÄUSELMANN, P. (2002): Cave Genesis and its relationship to surface processes: investigations in the Siebenhengste region (BE, Switzerland). – Diss. Univ. Fribourg 1383.
- HÄUSLER, F. (1958): Das Emmental im Staate Bern bis 1798, Bd. 1. – Stämpfli, Bern.
- HEAD, M.J. & GIBBARD, P.L. (2005): Early–Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary. In: HEAD, M.J. & GIBBARD, P.L. (Ed.): Early–Middle Pleistocene transitions: the land–ocean evidence (p. 1–18). – *Spec. Publ. geol. Soc. London* 247.
- HEBEISEN, M. (1987): Paläontologische Untersuchungen im Grenzgebiet Helvétien–Torton bei Langnau i.E. – *Arbeitsber. «Schweiz. Jugend forscht»* (unpubl.).
- HEER, A.J. (2014): Die Geschichte einer Landschaft – Anwendung optisch stimulierter Lumineszenz im Wauwilermoos. – *GeoPanorama* 2014/1, 23–25.
- HEIM, A. (1919): Geologie der Schweiz. – Tauchnitz, Leipzig.
- HERWEGH, M., BERGER, A., BAUMBERGER, R., WEHRENS, P. & KISSLING, E. (2017): Large-scale crustal-block-extrusion during late Alpine collision. – *Sci. Rep.* 7, 413. doi:10.1038/s41598-017-00440-0.
- HOFMANN, F. (1981): Goldwaschversuche im Gebiet zwischen Hörnlibergland, Säntis, Bodensee und Rheintal. – *Ber. st.gall. natw. Ges.* 81, 5–28.
- HOMEWOOD, P.W. & ALLEN, P.A. (1981): Wave-, tide-, and current-controlled sandbodies of Miocene molasse, Western Switzerland. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 65, 2534–2545.
- 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* (p. 199–217). – *Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol.* 8.
- HORAT, H. (1986): Flühli-Glas. – Haupt, Bern.

- HOTZ, B. (2007): Ungewöhnlicher Stosszahnfund aus dem Luthertal. – Mitt. natf. Ges. Luzern 38, 128–137.
- HÜRDLER, J., PRASUHN, V. & SPIESS, E. (2015): Abschätzung diffuser Stickstoff- und Phosphor-einträge in die Gewässer der Schweiz. MODIFUSS 3.0. – Bundesamt für Umwelt, Bern.
- HURNI, A. (1991): Geologie und Hydrogeologie des Truebtales. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- HUSEN, D. VAN (1981): Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich. – Mitt. österr. geol. Ges. 74–75, 197–230.
- IBELE, T. (2011): Tectonics of the Western Swiss Molasse Basin during Cenozoic Time. – Diss. Univ. Fribourg 1714.
- ICS [International Commission on Stratigraphy] (2018): International Chronostratigraphic Chart, August 2018. – ICS. <http://www.stratigraphy.org/ICSChart/ChronostratChart2018-08.pdf>. (22.01.2019).
- ITURRIZAGA, L. (2005): Die Eisrandtäler im Karakorum: Verbreitung, Genese und Morphodynamik des lateroglazialen Sedimentformenschatzes. – Habilschr. Univ. Göttingen. <http://hdl.handle.net/11858/00-1735-0000-0022-5F4B-1>. (22.1.2019).
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., KUBIK, P.W., MAISCH, M. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. – J. Quatern. Sci. 23, 559–573.
- JÄCKLI, H. (1962a): Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. – Eclogae geol. Helv. 55/2, 285–294.
- (1962b): Karte der letzten Vergletscherung (Würmeiszeit) der Schweiz 1:1 000 000. In: Geotechnische Karte der Schweiz, Bl. 2. – Schweiz. geotech. Komm.
- JORDAN, P., GRAF, H.R., EBERHARD, M., JOST, J., KÄLIN, D. & BITTERLI-DREHER, P.H. (2011): Blatt 1089 Aarau. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 135.
- JORDI, H.A. (2012): Blatt 1188 Eggwil. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 75.
- JORDI, H.A., BITTERLI, T. & GERBER, M.E. (2003): Blatt 1108 Murgenthal. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 113.
- JOST, J., KÄLIN, D., SCHULZ-MIRBACH, T. & REICHENBACHER, B. (2006): Late Early Miocene lake deposits near Mauensee, central Switzerland: fish fauna (otoliths, teeth), accompanying biota and palaeoecology. – Eclogae geol. Helv. 99/3, 309–326.
- JOST, J., KEMPF, O. & KÄLIN, D. (2016): Stratigraphy and palaeoecology of the Upper Marine Molasse (OMM) of the central Swiss Plateau. – Swiss J. Geosci. 109/2, 149–169.
- KÄELIN, B., RYBACH, L. & KEMPTER, E.H.K. (1992): Rates of deposition, uplift and erosion in the Swiss Molasse Basin, estimated from sonic- and density-logs. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 58/133, 9–22.
- KÄLIN, D. (1997): *Eomyops hebeiseni* n. sp., a new large Eomyidae (Rodentia, Mammalia) of the Upper Freshwater Molasse of Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 90/3, 629–637.
- 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.
- KANT. AMT FÜR GEWÄSSERSCHUTZ LUZERN (1984): Grundwassererforschung im Luthern- und Wiggertal, Kanton Luzern (Schlussbericht der Untersuchungsperiode 1977 bis 1983). – Arch. Kanton Luzern, Luzern, (unpubl.).
- KANT. AMT FÜR UMWELTSCHUTZ (1990): Grundwassererforschung im Tal der Kleinen Emme (Schlussbericht der Untersuchungsperiode 1981–1990). – Arch. Kanton Luzern, Luzern (unpubl.).

- KAUFMANN, F.J. (1872): Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz *11*.
 – (1886): Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern–Grafenort. – Beitr. geol. Karte Schweiz *24/1*.
- KAWAMURA, K., PARRENIN, F., LISIECKI, L., UEMURA, R., VIMEUX, F., SEVERINGHAUS, J.P., HUTTERLI, M.A., NAKAZAWA, T., AOKI, S., JOUZEL, J., RAYMO, M.E., MATSUMOTO, K., NAKATA, H., MOTOYAMA, H., FUJITA, S., GOTO-AZUMA, K., FUJII, Y. & WATANABE, O. (2007): Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years. – *Nature* *448*, 912–917.
- KELLER, B. (1989): Fazies und Stratigraphie der Oberen Meeresmolasse (Unteres Miozän) zwischen Napf und Bodensee. – Diss. Univ. Bern.
 – (2000): Fazies der Molasse anhand eines Querschnitts durch das zentrale Schweizer Mittelland (Exkursion D am 27. April 2000). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] *82*, 55–92.
 – (2012): Facies of Molasse based on a section across the central part of the Swiss Plateau. – *Swiss Bull. angew. Geol.* *17/2*, 3–19.
- KELLER, O. (2014): Erwägungen zur Korrelation mittelpleistozäner Relikte des Rheingletschers mit der Nordschweizer Stratigraphie. – *Quatern. Sci. J.* *63/1*, 19–43.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2010): Mittel- und spätpleistozäne Stratigraphie und Morphogenese in Schlüsselregionen der Nordschweiz. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* *59/1–2*, 88–119.
- KELLERHALS, P. (1974): Wasserversorgung der Gemeinde Affoltern i. E., Bericht über die Grundwasserprospektion bei Häusernmoos. Ber. Nr. 176 vom 11. 7. 1974. – Arch. Landesgeologie, swisstopo, Wabern 11295 (unpubl.).
- 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 Biochrom'97 (p. 547–561). – *Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier* *21*.
- 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., SCHLUNEGGER, F., STRUNCK, P. & MATTER, A. (1998): Paleomagnetic evidence for late Miocene rotation of the Swiss Alps: results from the north Alpine foreland basin. – *Terra Nova* *10/1*, 6–10.
- KISSLING, E. (1902): Meeresmolasse im Emmenthal. – *Mitt. natf. Ges. Bern* *1901*, 98–101.
 – (1903): Die Schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *2*.
- KNAUER, J. (1954): Über die zeitliche Einordnung der Moränen «Zürich-Phase» im Reussgletschergebiet. – *Geographica helv.* *9*, 71–85.
- KOBEL, E. (1985): Das Schweizerische Anbauwerk 1940–1945 am Beispiel der Gemeinde Dürrenroth. – *Jb. Ob- und Nid- u. Aargau* *28*, 203–220.
- KÖCKE, V. & UHL, D. (2015): The leaf assemblage from the Early–Middle Miocene locality Sulzigtobel near Werthenstein (Canton Lucerne, Switzerland). – *Phytologia Balcanica* *21/2*, 99–109.
- KOPP, J. (1945): Blatt 1130 Hochdorf. – *Geol. Atlas Schweiz* *1:25 000*, Erläut. *18*.
 – (1962): Blatt 1150 Luzern. – *Geol. Atlas Schweiz* *1:25 000*, Erläut. *28*.
 – (1972): Die Bodenschätze des Kantons Luzern. – *Mitt. natf. Ges. Luzern* *23*, 211–223.
- KOPP, J., BENDEL, L. & BUXTORF, A. (1955): Blatt 1150 Luzern. – *Geol. Atlas Schweiz* *1:25 000*, Karte *28*.
- KUHLEMANN, J. (2000): Post-collisional sediment budget of circum-Alpine basins (Central Europe). – *Mem. Sci. geol. Padova* *52*, 1–91.

- KÜNDIG, R., MUMENTHALER, T., ECKARDT, P., KEUSEN, H.R., SCHINDLER, C., HOFMANN, F., VOG-
LER, R. & GUNTLI, P. (1997): Die mineralischen Rohstoffe der Schweiz. – Schweiz. geotech.
Komm., Zürich.
- KÜTTEL, M. (1989a): Züge der jungpleistozänen Vegetations- und Landschaftsgeschichte der
Zentralschweiz. – Rev. Paléobiol. Genève 8/2, 525–614.
- (1989b): Jungpleistozän-Stratigraphie der Zentralschweiz. In: ROSE, J. & SCHLÜCHTER, C.
(Ed.): Quaternary type sections: imagination or reality? (p. 179–191). Proc. INQUA Sub-
comm. europ. Quaternary Stratigr. Symp. Zurich, Switzerl., Oct. 1985. – Balkema, Brookfield.
- KÜTTEL, M. & WINTER, M. (1999): Von der Natur- zur Kulturlandschaft. – Mitt. natf. Ges. Lu-
zern 36, 17–32.
- LAHUSEN, P.H. & WYSS, R. (1995): Erdöl- und Erdgasexploration in der Schweiz: Ein Rückblick.
– Bull. schweiz. Ver. Petroleum-Geol. u. -Ing. 62/141, 43–72.
- LANDESGEOLOGIE (2017): GeoMol – Geologisches 3D-Modell des Schweizer Molassebeckens. –
Ber. Landesgeol. 10.
- LANG, R. (1991): Die Geologie zwischen Briseck und Ettiswil (LU). – Diplomarb. ETH Zürich
(unpubl.).
- LÄUPPI, F. (1983): Geomorphologie im mittelländischen Reussgletschergebiet. – Diss. Univ. Zürich.
- LEDERMANN, H. (1978): Blatt 1127 Solothurn. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 72.
- LEIBUNDGUT, C. (1991): Brunnenstollen im Oberaargau. – Jb. Oberaargau 34, 59–86.
- LEMPE, B. (2012): Die geologischen Verhältnisse auf der GK25 Blatt Nr. 8027 Memmingen unter
besonderer Berücksichtigung der Verwitterungserscheinungen in pleistozänen Schmelz-
wasserschottern und deren Einfluss auf ihre bautechnischen Eigenschaften. Entwicklung
einer Verwitterungsklassifizierung. – Diss. tech. Univ. München.
- LETSCH, E., ZSCHOKKE, B., ROLLIER, L. & MOSER, R. (1907): Die schweizerischen Tonlager. – Bei-
tr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 4.
- LEU, W. (2012): Swiss oil/gas exploration and lessons learnt. – Swiss Bull. angew. Geol. 17/1,
49–59.
- LIECHTI, W. (1928): Geologische Untersuchungen der Molassenagelfluhregion zwischen Emme
und Iflis (Kanton Bern). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 61.
- LOTTER, A.F. (1999): Late-glacial and Holocene vegetation history and dynamics as shown by
pollen and plant macrofossil analyses in annually laminated sediments from Soppensee,
central Switzerland. – Vegetation History and Archaeobotany 8, 165–184.
- LÜDI, W. (1928): Die Alpenpflanzenkolonien des Napfgebietes und die Geschichte ihrer Entste-
hung. – Mitt. natf. Ges. Bern 1927, 195–265.
- (1953): Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. –
Huber, Bern.
- LÜTHI, A.J. (1957): Die Mineralbäder des Kantons Bern. Wesen, Entwicklung und touristische
Bedeutung. – E. Jenzer, Burgdorf.
- MAAG, R. (1981): Gold im Oberaargau. – Jb. Oberaargau 24, 53–70.
- MALACH, P. (1987): Untersuchungen an Goldvorkommen in den Sedimenten des westlichen
Napfgebietes. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- MATTER, A. (1964): Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet (Entlebuch –
Tal der Grossen Fontanne, Kt. Luzern). – Eclogae geol. Helv. 57/2, 315–429.
- MAURER, H., GERBER, M.E. & NABHOLZ, W.K. (1982): Sedimentpetrographie und Lithostratigra-
phie der Molasse im Einzugsgebiet der Langete (Aarwangen-Napf, Oberaargau). – Eclo-
gae geol. Helv. 75/2, 381–413.

- MENZIES, J. (Ed.) (1996): Past glacial environments. Sediments, forms and techniques. – Butterworth-Heinemann, Oxford.
- MEYER, H.M. (Hrsg.) (1888): Meyers Konversations-Lexikon: Ein Nachschlagewerk des allgemeinen Wissens, 6. Aufl., Bd. 6. – Bibliogr. Inst., Leipzig u. Wien.
- MICHEL, R. (1997): Der Soppensee – Porträt eines Kleinsees im Luzerner Hinterland. – Heimatk. Wiggertal 55, 11–48.
- MINDER, H. (1918): Historisches Lexikon über die Gemeinde Trachselwald. – Herrmann AG, Langnau i. E.
- MOLLET, H. (1921): Geologie der Schafmatt-Schimberg-Kette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 47/3.
- MÜHLBERG, F. (1869): Über die erratischen Bildungen im Aargau. – Festschr. aarg. natf. Ges., z. Feier ihrer 500. Sitzung.
- MÜLLER, B.U. (1988): Zur Geologie des unteren Lutherntals (LU). – Diplomarb. Univ. Zürich. (unpubl.).
- (1995) Zerrungstektonik in der flachliegenden Molasse des nördlichen Napfgebietes und ihre Auswirkungen auf die Talgeschichte. – Mitt. natf. Ges. Luzern 34, 159–170.
- MÜLLER, B.U. & SCHLÜCHTER, C. (1997): Zur Stellung der Zeller Schotter in der alpinen Eiszeiten-Chronologie und ihre stratigraphische Beziehung zu den Schieferkohlen von Gondiswil. – Eclogae geol. Helv. 90/2, 211–227.
- NIELSEN, E.H. (2009): Paläolithikum und Mesolithikum in der Zentralschweiz: Mensch und Umwelt zwischen 17000 und 5500 v. Chr. – Archäol. Schr. Luzern 13, Kant. Lehrmittelverlag, Luzern.
- NINCK, T. (2005): Ingenieur- und quartärgeologische Untersuchungen im Tal der Grossen Fontanne. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- NUSSBAUM, F. (1910): Talbildung im Napfgebiet. – Eclogae geol. Helv. 11/3, 269–271.
- (1921): Zerstörte erratische Blöcke des Rhonegletschers im Napfgebiet. – Mitt. natf. Ges. Bern 1920, 24–25.
- (1923): Ueber das Vorkommen von Jungmoränen im Entlebuch. – Mitt. natf. Ges. Bern 1922, 106–110.
- ÖZKAN, M.F. (2008): The Luther löss – advanced investigations. – Masterarb. Univ. Bern (unpubl.).
- PAVONI, N., SCHINDLER, C., FREIMOSER, M., HALDIMANN, P. & LETSCH, D. (2015): Blatt 1091 Zürich. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 90.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–09): Die Alpen im Eiszeitalter. – Tauchnitz, Leipzig.
- PETERS, T. & SALIS, K. VON (1965): Palygorskit als Klufbelag in der tonernen Molasse des Entlebuch (schweizerisches Mittelland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 45/1, 123–130.
- PETRAQUA & BÜRO WERNER [Ingenieur- u. Studienbüro A. Werner] (1975): Grundlagen für die siedlungswasserwirtschaftliche Planung des Kantons Bern. Hydrogeologie Emmental, Teil I: Oberes Emmental. – Wasser- u. Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Bern.
- PETTKE, T., DIAMOND, L.W. & VILLA, I.M. (1999): Mesothermal gold veins and metamorphic devolatilisation in the northwestern Alps: The temporal link. – Geology 27/7, 641–644.
- PFANDER, P. & JANS, V. (Hrsg.) (2013): Gold in der Schweiz (5. Aufl.). – Ott, Thun.
- PFISTER, C. (1995): Im Strom der Modernisierung. Bevölkerung, Wirtschaft und Umwelt im Kanton Bern 1700–1914. – Haupt, Bern.
- PREUSSER, F. (2004): Towards a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland. – Boreas 33/3, 195–210.

- PREUSSER, F. & GRAF, H.R. (2002): Erste Ergebnisse von Lumineszenzdatierungen eiszeitlicher Ablagerungen der Nordschweiz. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 84, 419–438.
- PREUSSER, F., GRAF, H.R., KELLER, O., KRAYSSE, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. – Quatern. Sci. J. 60/2–3, 282–305.
- PREUSSER, F., MÜLLER, B.U. & SCHLÜCHTER, C. (2001): Luminescence fading of sediments from the Luthern Valley, Central Switzerland, and implications for the chronology of the Last Glacial Cycle. – Quatern. Res. 55/2, 215–222.
- PREUSSER, F. & SCHLÜCHTER, C. (2004): Dates from an important early Late Pleistocene ice advance in the Aare Valley, Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 97/2, 245–253.
- PROBST, E., SCHMIDLIN, H. & ZIMMERLI, N. (1923): Die Torfausbeutung in der Schweiz in den Jahren 1917–1921 (Bd. III). – Eidg. Inspektion f. Forstwesen, Jagd u. Fischerei, Bern.
- PUGIN, A., BEZAT, E., WEIDMANN, M. & WILDI, W. (1993): Le bassin d'Ecoteaux (Vaud, Suisse): Témoignage de trois cycles glaciaires quaternaires. – Eclogae geol. Helv. 86/2, 343–354.
- REBER, R. (2007): U-Th Datierung von Kalksintern in Höhenschottern bei Landiswil (Emmental). – Bachelorarb. Uni v. Bern (unpubl.).
- REBER, R., AKÇAR, N., IVY-OCHS, S., TIKHOMIROV, D., BURKHALTER, R., ZAHNO, C., LÜTHOLD, A., KUBIK, P.W., VOCKENHUBER, C. & SCHLÜCHTER, C. (2014): Timing of retreat of the Reuss Glacier (Switzerland) at the end of the Last Glacial Maximum. – Swiss J. Geosci. 107/2–3, 293–307.
- REICHENBACHER, B., KÄLIN, D. & JOST, J. (2005): A fourth St.Gallen Formation cycle (?) in the Karpatian Upper Marine Molasse of central Switzerland. – Facies 51, 160–172.
- REMANE, J., ADATTE, T., BERGER, J.-P., BURKHALTER, R., DALL'AGNOLO, S., DECROUEZ, D., FISCHER, H., FUNK, H., FURRER, H., GRAF, H.R., GOUFFON, Y., HECKENDORN, W. & WINKLER, W. (2005): Richtlinien zur stratigraphischen Nomenklatur. – Eclogae geol. Helv. 98/3, 385–405.
- RENNER, F. (2011): Stadien des Reussgletschers während der Würmeiszeit und im Spätglazial. In: SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (Hrsg.): Geologie des Kantons Uri (Beil. 4). – Ber. natf. Ges. Uri 24.
- RENNER, F. & ZGRAGGEN, A. (2011): Auf den Spuren des Reussgletschers von der Eiszeit bis zur Gegenwart. In: SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (Hrsg.): Geologie des Kantons Uri (S. 97–134). – Ber. natf. Ges. Uri 24.
- RICKENBACH, E. (1962): Bericht über das Uran-Vorkommen Blapbach. Ber. vom 15.10.1962 z.H. Arbeitsausschuss für die Untersuchung schweizerischer Mineralien und Gesteine auf Atombrennstoffe und seltene Elemente. – Arch. Landesgeologie, swisstopo, Wabern 20730 (unpubl.).
- RUTSCH, R.F. (1943): Bericht über das Kohlevorkommen in der Oberen Süsswassermolasse von Blapbach bei Trubschachen (Grube v. H. A. Guignard). Ber. Nr. 3553c vom 22. 11. 1943 z.H. Bureau für Bergbau, Bern. – Arch. Landesgeologie, swisstopo, Wabern 24356 (unpubl.).
- (1945): Abschliessender Bericht über das Kohlenbergwerk in der Oberen Süsswassermolasse von Blapbach bei Trubschachen (Kt. Bern). Ber. Nr. 3594, Februar 1945 z.H. Bureau für Bergbau, Bern. – Arch. Landesgeologie, swisstopo, Wabern 24357 (unpubl.).
- (1955): Die fazielle Bedeutung der Crassostreen (Ostreidae, Mollusca) im Helvétien der Umgebung von Bern. – Eclogae geol. Helv. 48/2, 453–464.
- (1965): Ein Mastodon-Fund aus der miozänen Molasse von Eriswil (Kanton Bern). – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 22, 313–316.
- (1967): Leitgesteine des risszeitlichen Rhonegletschers im Oberemmental und Napfgebiet (Kt. Bern und Luzern). – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 24, 21–36.
- (1968): Herkunft und Bedeutung des Begriffs «Nagelfluh». – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 25, 69–79.

- RUTSCH, R.F., DROOGER, C.W. & OERTLI, H.J. (1958): Neue Helvétien-Faunen aus der Molasse zwischen Aare und Emme (Kt. Bern). – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 16, 1–36.
- RYTZ, T. (1923): Die Pflanzenwelt der Schieferkohlen von Gondiswil-Zell. In: SCHWEIZ. GEOTECH. KOMM. (Hrsg.): Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz (S. 79–101). – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 8.
- SALIS, K. VON (1967): Geologische und sedimentologische Untersuchungen in Molasse und Quartär südöstlich Wolhusen (Entlebuch, Kt. Luzern). – Mitt. natf. Ges. Luzern 21, 1–106.
- SCHAUDY, R., WASSON, J.T. & BUCHWALD, V.F. (1972): The chemical classification of iron meteorites. VI. A reinvestigation of irons with Ge concentrations lower than 1 ppm. – Icarus 17, 174–192.
- SCHLÜCHTER, C. (1981): Remarks on the Pleistocene morphogenetic evolution of the Swiss Plain. – Z. Geomorph. [N.F.], Suppl.-Bd. 40, 61–66.
- (1987a): Lokale Vergletscherungsspuren im westlichen Ausläufer des Napfberglandes (Schweiz). – Eiszeitalter u. Gegenwart 37, 41–45.
- (1987b): Talgenese im Quartär – eine Standortbestimmung. – Geographica helv. 42/2, 109–115.
- (1988): Exkursion vom 11. Oktober 1987 der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im Rahmen der SNG-Jahrestagung in Luzern: Ein eiszeitgeologischer Überblick von Luzern zum Rhein – unter besonderer Berücksichtigung der Deckenschotter. – Eclogae geol. Helv. 81/1, 249–258.
- (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500 000. – GeoKarten500, Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Wabern.
- (2014): Das «Änzloch» und die letzte Eiszeit. – J.UNESCO-Biosphäre Entlebuch 7, 9–10.
- SCHLÜCHTER, C. & MÜLLER-DICK, K.A. (1996): Das Eiszeitalter in der Schweiz. – IGCP-378, Stiftung Landschaft u. Kies, Ostermundigen.
- 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., JOST, J., GRÜNIG, A. & TRÜSSEL, M. (2016): Blatt 1169 Schüpfheim. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 148.
- 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., MELZER, J. & TUCKER, G. (2001): Climate, exposed source rock lithologies, crustal uplift and surface erosion: a theoretical analysis calibrated with data from the Alps/North Alpine Foreland Basin system. – Int. J. Earth Sci. 90, 484–499.
- 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.
- SCHMALZ, K.L. (1979): Ein Jahr des Findlingsschutzes. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 36, 93–129.
- SCHMID, K. (1973): Mineralogische Untersuchungen an goldführenden Sedimenten des NE-Napfgebietes (Kt. Luzern). – Diss. Univ. Bern.

- SCHNELLMANN, M., FISCHER, U., HEUBERGER, S. & KOBER, F. (2014): Erosion und Landschaftsentwicklung Nordschweiz – Zusammenfassung der Grundlagen im Hinblick auf die Beurteilung der Langzeitstabilität eines geologischen Tiefenlagers (SGT Etappe 2). – Nagra Arbeitsber. NAB 14-25.
- SCHOTT, S. (1997): Sedimentologische und paläobotanische Untersuchungen der Mittleren Zelerschotter (mit einer Kartierung im Raume von Wolhusen/LU). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- SCHRADER, F. (1988): Das regionale Gefüge der Drucklösungsdeformation an Geröllen im westlichen Molassebecken. – Geol. Rdsch. 77, 347–369.
- SCHUPPLI, H.M. (1952): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 26/10.
- 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.
- SOMMARUGA, A., EICHENBERGER, U. & MARILLIER, F. (2012): Seismic atlas of the Swiss molasse basin. – Matér. géol. suisse. géophys. 44.
- SPECK, J. (1987): Spätglaziale und frühpostglaziale Überreste von Grosssäugetieren im Bereich des Reussgletschers. – Mitt. natf. Ges. Luzern 29, 291–314.
- STEINER, J. (1926): Morphologische Untersuchungen im Entlebuch (mit Karte der Quartärbildungen). – Diss. Univ. Bern.
- STRASKY, S., MORARD, A. & MÖRI, A. (2016): Harmonising the lithostratigraphic nomenclature: towards a uniform geological dataset of Switzerland. – Swiss J. Geosci. 109/2, 123–136.
- STRASKY, S., SCHALTEGGER, U., OVTCHAROVA, M., HOFMANN, B. & KÄLIN, D. (2018): Age determination and correlation of the Wolhusen bentonite (Upper Freshwater Molasse, Middle Miocene, Napf alluvial fan, Switzerland). – 16th Swiss Geosci. Meet., Abstr. Vol., 204.
- STRÜBY, A. (1947): Das ausserordentliche Meliorationsprogramm. Bericht über das Meliorationswesen der Schweiz 1940–1946 und zugehörige Karte 1:300000. – Vogt-Schild AG, Bern.
- STUBER, M. & BÜRGI, M. (2018): Vom «eroberten Land» zum Renaturierungsprojekt. Geschichte der Feuchtgebiete in der Schweiz seit 1700. – Haupt, Bern.
- STUDER, B. (1853): Geologische Mittheilungen. – Mitt. natf. Ges. Bern 1853, 281–283.
– (1872): Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen. – Verlag der J. Dalp'schen Buch- u. Kunsthandlung, Bern.
- STUDER, T. (1923): Die Tierreste aus den Kohlenflözen von Gondiswil. In: SCHWEIZ. GEOTECH. KOMM. (Hrsg.): Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz (S. 67–78). – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 8.
- STUMM, M. & LOTTER, A.F. (1995): Seesedimente als Umweltarchive. – EAWAG News 38d.
- SUSEDKA, U. (1984): Die Quellstollen in der mittelländischen Molasse. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- TERRIBILINI, D., EUGSTER, O., MITTFELDELDT, D.W., DIAMOND, L.W., VOGT, S. & WANG, D. (2000): Mineralogical and chemical composition and cosmic-ray exposure history of two mesosiderites and two iron meteorites. – Meteoritics and planet. Sci. 35, 617–628.
- TINNER, W., NIELSEN, E.H. & LOTTER, A.F. (2006): Mesolithic agriculture in Switzerland? A critical review of the evidence. – Quatern. Sci. Rev. 26, 1416–1431.
- URAN AG (1959): Bericht über die Tätigkeit der Uran AG in den Jahren 1958/59 und das Uranlager bei Trubschachen. Ber. Uran AG vom 20. 11. 1959. In: RICKENBACH, E. (1962): Bericht über das Uran-Vorkommen Blabach. – Arch. Landesgeologie, swisstopo, Wabern 20730 (unpubl.).

- VALLE, G. DELLA (1965): Geologische Untersuchungen in der miozänen Molasse des Blasenfluhgebietes (Emmental, Kt. Bern). – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 22, 87–181.
- VOGEL, A. (1993): Reuss/Aare-Gletscher als Landschaftsgestalter. – Mitt. natf. Ges. Luzern 33, 33–44.
- VOGEL, H.A. (1959): Untersuchungsbericht über die Schürfergebnisse in der Uranlagerstätte von Blapbach (Kt. Bern). Ber. vom 10. 10.1959 z.H. der Uran AG. – Arch. Landesgeologie, swisstopo, Wabern 38097 (unpubl.).
- (1961): Das Uranvorkommen im Emmental. – Schweiz. Ver. für Atomenergie, Bull. 10, Beil.
- VOGEL, J.C. & ZAGWIJN, W.H. (1967): Groningen radiocarbon dates VI. – Radiocarbon 9, 63–106.
- VÖGELI, H.P. (1963): Zur Kenntnis des Quartärs im Gebiet zwischen Sense und Schwarzwasser (Kt. Bern). – Diss. Univ. Freiburg i. Br.
- VOLLMAYR, T. & WENDT, A. (1987): Die Erdgasbohrung Entlebuch-1, ein Tiefenaufschluss am Alpennordrand. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. 53/125, 67–79.
- VOUILLAMOZ, N., MOSAR, J. & DEICHMANN, N. (2017): Multi-scale imaging of a slow active fault zone: contribution for improved seismic hazard assessment in the Swiss Alpine foreland. – Swiss J. Geosci. 110/2, 547–563.
- WALTER, H. (1923): Bergbau und Bergbauversuche in den fünf Orten. – Diss. Univ. Zürich.
- WASER, E. (1996): Entlebuch: die Orts- und Flurnamen des Amtes Entlebuch. – Comenius, Hitzkirch.
- WEGMÜLLER, S. (1992): Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes. – Denkschr. schweiz. Akad. Natw. 102.
- (1995): Palynostratigraphische Untersuchungen an letztinterglazialen Schieferkohlen von Schweinbrunnen im nördlichen Napfvorland (Schweizerisches Mittelland). – Eiszeitalter u. Gegenwart 45, 75–85.
- (1996): Palynostratigraphische Untersuchungen an Ligniten der im nördlichen Napfvorland gelegenen Zeller Schotter (Schweizerisches Mittelland). – Ecolgae geol. Helv. 89/2, 789–810.
- (1997): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an Schieferkohlen von Schweinbrunnen, Gemeinde Huttwil. – Jb. Oberaargau 40, 93–110.
- (1998): Vegetations- und siedlungsgeschichtliche Untersuchungen an einem Bohrprofil von Langnau i. E. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 55, 103–134.
- WEHRENS, P. (2015): Structural evolution in the Aar Massif (Haslital transect): implications for mid-crustal deformation. – Diss. Univ. Bern.
- WEIDMANN, M. & REICHEL, M. (1979): Traces de pattes d’oiseaux dans la Molasse suisse. – Ecolgae geol. Helv. 72/3, 953–971.
- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 156.
- (1988): Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 162.
- WILDI, W. (1984): Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen. – Ecolgae geol. Helv. 77/3, 541–551.
- WINKER, V. (1959): Das Sauerbrunnenbad in Ruswil. – Der Geschichtsfreund, Mitt. hist. Ver. der Fünf Orte 112, 205–214.
- WÜST, C. & LEIFELD, J. (2018): Entwicklung der Kohlenstoffvorräte und Treibhausgasemissionen der Moorböden. In: STUBER, M. & BÜRGLI, M. (Hrsg.): Vom «eroberten Land» zum Renaturierungsprojekt. Geschichte der Feuchtgebiete in der Schweiz seit 1700 (S.231–241). – Haupt, Bern.

- ZIMMERLI, N. (1944): Die Torfausbeutung in der Schweiz. – Schweiz. Z. Forstwesen 95, 108–110.
- ZIMMERMANN, H.W. (1963): Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland (Schweiz). – Mitt. natf. Ges. Solothurn 21, 1–143.
- ZWEIFEL, H. (1948): Der schweizerische Brennstoffmarkt 1939–1946. Mit besonderer Berücksichtigung der einheimischen Brennstoffe sowie Rationalisierungsmöglichkeit im Kohlehandel und Vorschläge zu einer privatwirtschaftlichen Marktordnung. – Diss. Univ. Bern.

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. 18 Beromünster–Hochdorf–Sempach–Eschenbach (SA 186–189), von J. KOPP, 1945.

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

Nr. 22 Fraubrunnen–Wynigen–Hindelbank–Burgdorf (SA 142–145), von E. GERBER, 1950.

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

Nr. 72 Solothurn (LK 11127), von H. LEDERMANN, 1977.

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

Nr. 79 Langenthal (LK 1128), von M. E. GERBER & J. WANNER, 1984.

Nr. 84 Sursee (LK 1129), von M. E. GERBER & J. KOPP, 1990.

Nr. 104 Worb (LK 1167), von P. KELLERHALS und C. HAEFELI (Geologiebüro) & R. F. RUTSCH, 1999.

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.

Nr. 148 Schüpfheim (LK 1169), von F. SCHLUNEGGER, O. ANSPACH, B. BIERI, P. BÖNING, Y. KAUFMANN, K. LAHL, M. LONCHINSKI, H. MOLLET, D. SACHSE, C. SCHUBERT, G. STÖCKLI & I. ZANDER, 2016.

Geologische Spezialkarten

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

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

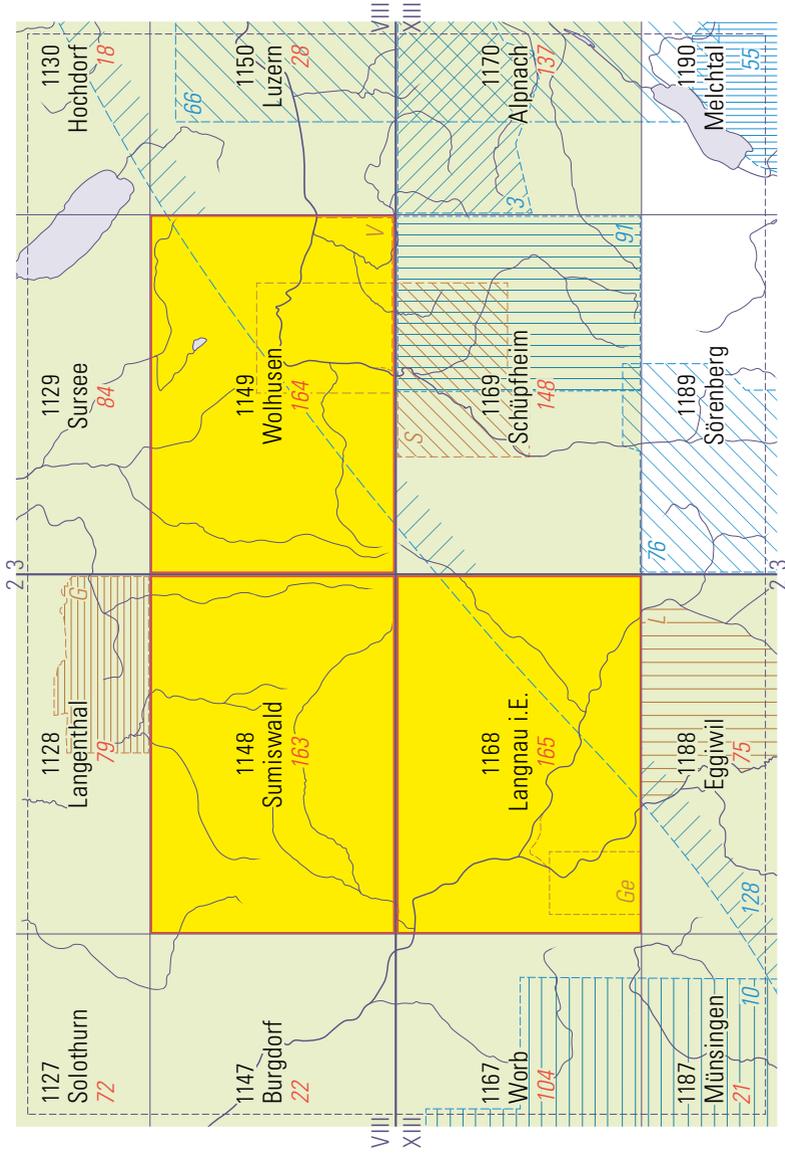


Fig. 53: Publizierte geologische Karten mit (zum Teil vereinfachter) topographischer Grundlage.

- Nr.55 Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen, 1:50000, von P.ARBENZ, 1911.
- Nr.66 Geologische Vierwaldstättersee-Karte, 1:50000, von A.BUXTORF, A.TOBLER, G.NIETHAMMER, E.BAUMBERGER, P.ARBENZ & W.STAUB, 1916.
- Nr.76 Geologische Karte der Schratzenfluh, 1:25000, von R.SCHIDER, 1913.
- Nr.91 Geologische Karte des Schafmatt-Schimberggebietes (Kt.Luzern), 1:25000, von H.MOLLET, 1921.
- Nr.128/4 Structural map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Voralberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100000, map sheet 37 Brünigpass with parts of 32 Beromünster, von O.A.PFIFFNER, R.HÄNNI, A.KAMMER, R.KLIGFIELD, J.-W.MENKVELD, J.G.RAMSAY, S.M.SCHMID & R.ZURBRIGGEN, 2010.

Weitere geologische Karten, mit zum Teil vereinfachter topographischer Grundlage

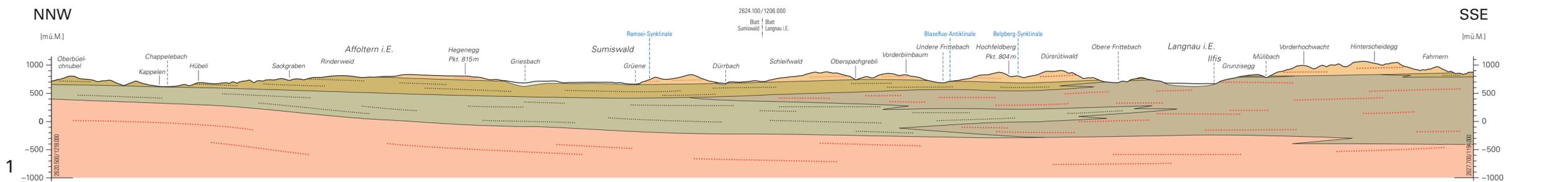
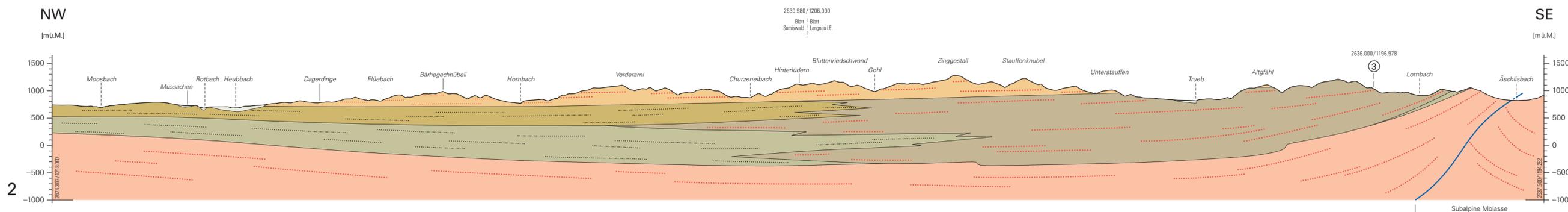
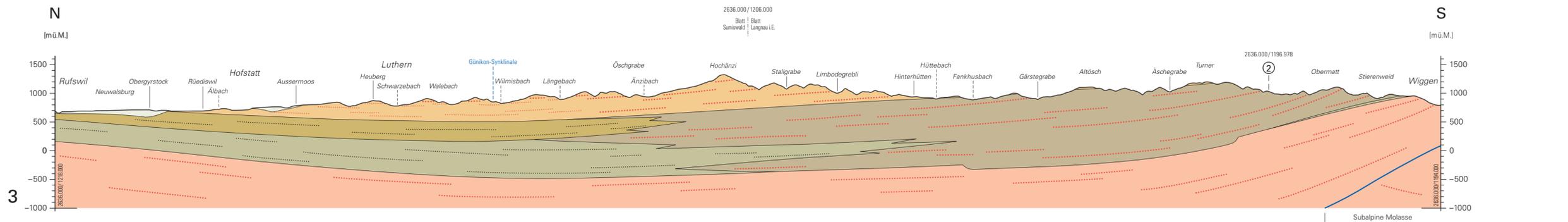
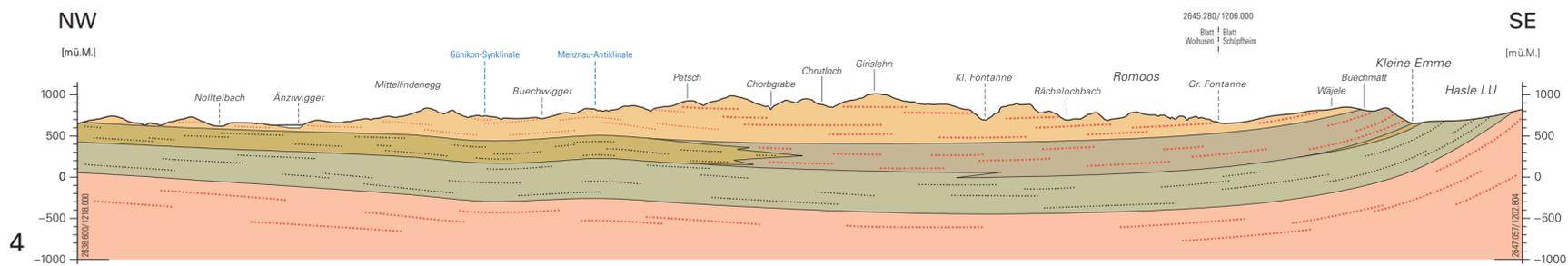
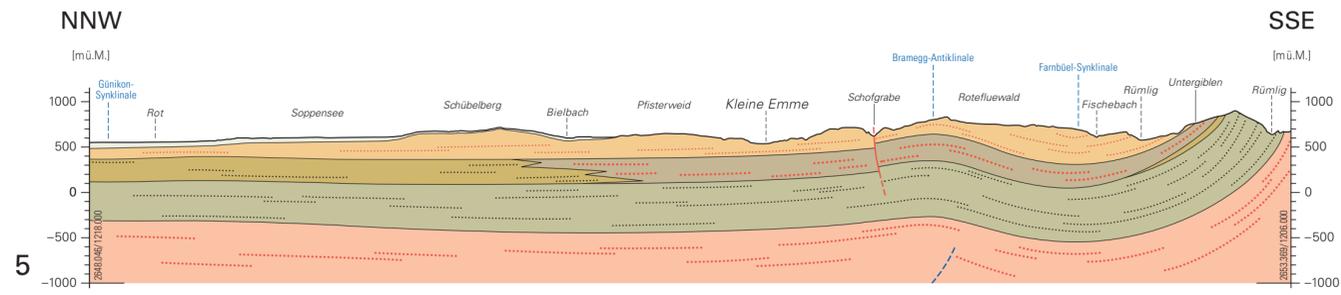
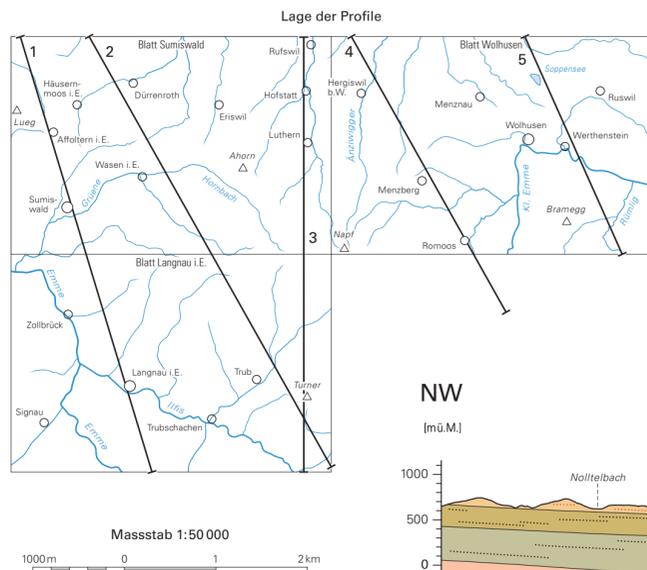
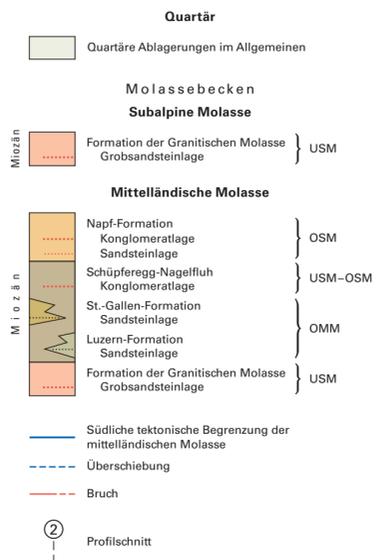
- G GERBER, E. (1919): Geologische Karte des Schieferkohlengebietes von Gondiswil-Zell, 1:25000. In: GERBER, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Schieferkohlengebietes Gondiswil-Zell. – Mitt. natf. Ges. Bern 1919.
- Ge GERBER, E. (1928): Geologische Kartenskizze zum Schieferkohlenvorkommnis von Mutten, 1:25000. In: GERBER, E.: Die diluviale Schieferkohle auf der Mutten-Terrasse (südöstlich von Signau im Emmental). – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 8.
- L LIECHTI, W. (1928): Richtung der maximalen Häufigkeitsabnahme der hauptsächlichsten Nagelfluhgerölle, ca. 1:41666. In: LIECHTI, W.: Geologische Untersuchungen der Molassenagelfluhregion zwischen Emme und Ilfis (Kanton Bern). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 61.
- S STEINER, J. (1926): Karte der Quartärbildungen des Entlebuch, 1:40000. In: STEINER, J.: Morphologische Untersuchungen im Entlebuch. – Jber. geogr. Ges. Bern, 26.
- V SALIS, K. VON (1967): Geologische Karte des Gebietes südöstlich Wolhusen (Entlebuch, Kt.Luzern), 1:25000. In: SALIS, K. VON: Geologische und sedimentologische Untersuchungen in Molasse und Quartär südöstlich Wolhusen (Entlebuch, Kt.Luzern). – Mitt. natf. Ges. Luzern, 21.

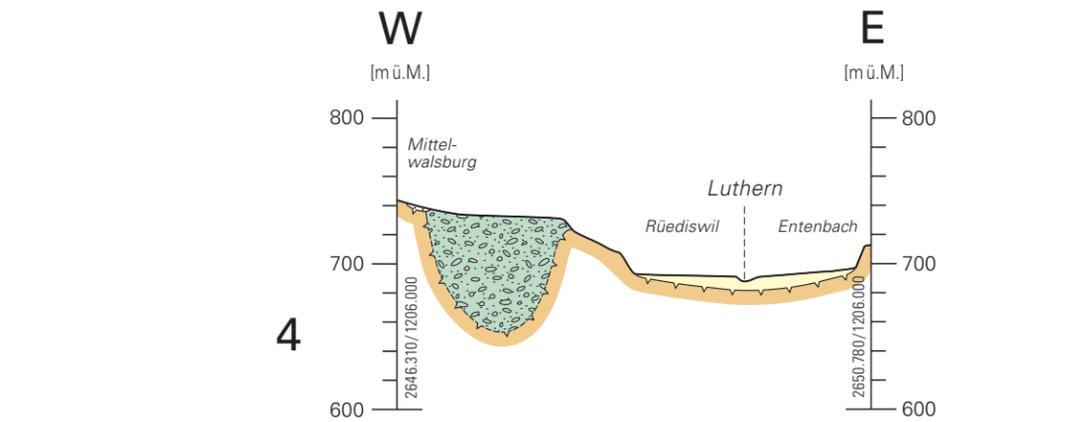
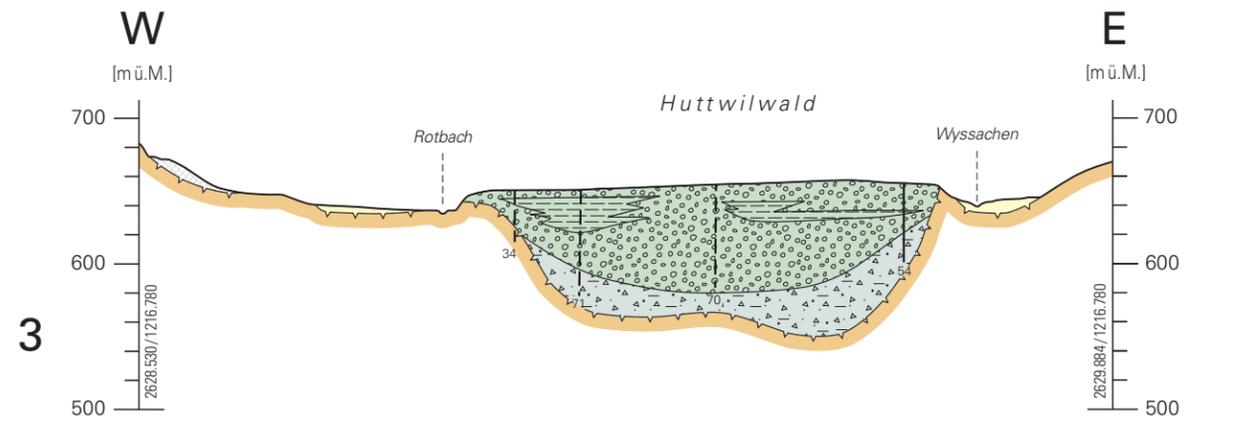
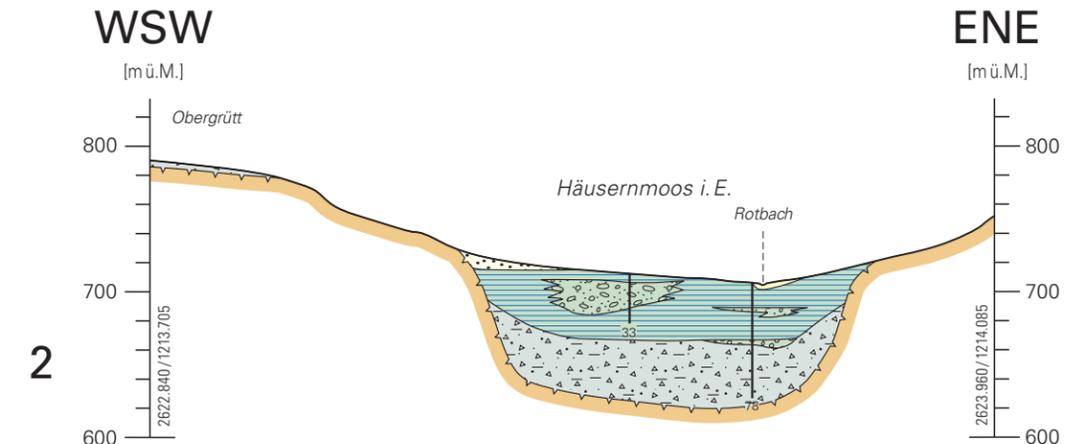
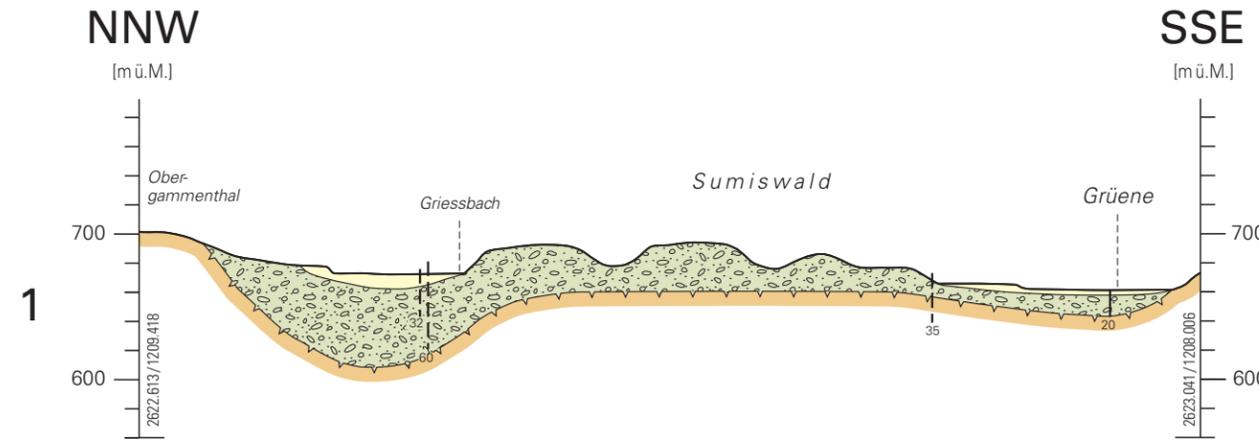
BEILAGEN

- Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet der Atlasblätter Sumiswald, Wolhusen und Langnau i. E.
- Tafel II: Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Sumiswald
- Tafel III: Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Wolhusen (I, Profile 1-4)
- Tafel IV: Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Wolhusen (II, Profile 5-8)
- Tafel V: Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Wolhusen (III, Profil 9)
- Tafel VI: Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Wolhusen (IV, Profile 10-15)
- Tafel VII: Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Wolhusen (V, Profile 16-20)
- Tafel VIII: Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Langnau i. E.
- Tafel IX: Vergletscherungsspuren des letzteiszeitlichen Maximums im Napfbergland

Geologische Profile durch das Gebiet der Atlasblätter Sumiswald, Wolhusen und Langnau i.E.

von **Stefan Strasky**



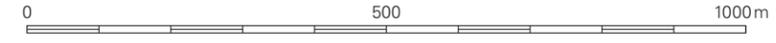


- | | | |
|--------------------------------|--|---|
| Holozän | | Alluvion, Bachschutt |
| | | Verlehmter Hangschutt, Schwemmlehm |
| | | Rutschmasse |
| Spätes Pleistozän | | Emmental-Schotter |
| | | Dürrenroth-Schotter |
| | | Seebodensedimente |
| | | Seebodensedimente und Verlandungsbildungen |
| | | Schotter |
| Mittl.-Spät. Pleistozän | | Zell-Schotterkomplex |
| | | Moräne (Till) älterer Vergletscherungen, z.T. verschwemmt |
| | | Felsoberfläche unter Quartärbedeckung, gesichert |
| | | Felsoberfläche unter Quartärbedeckung, vermutet |
| | | Mittelländische Molasse, undifferenziert |
| | | Bohrung, mit Endtiefe (in m) / idem, projiziert |

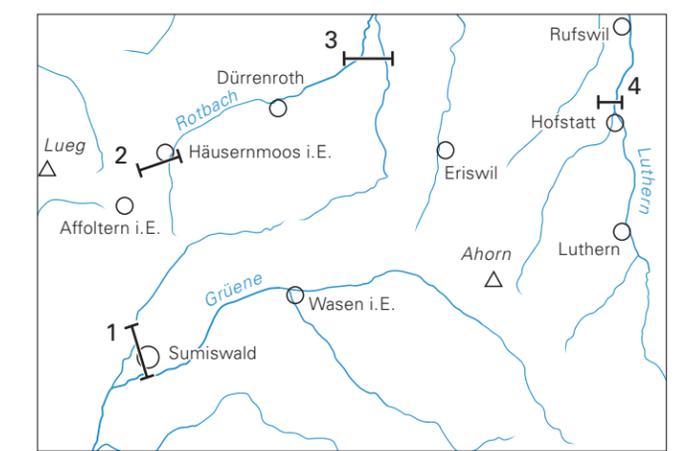
Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Sumiswald

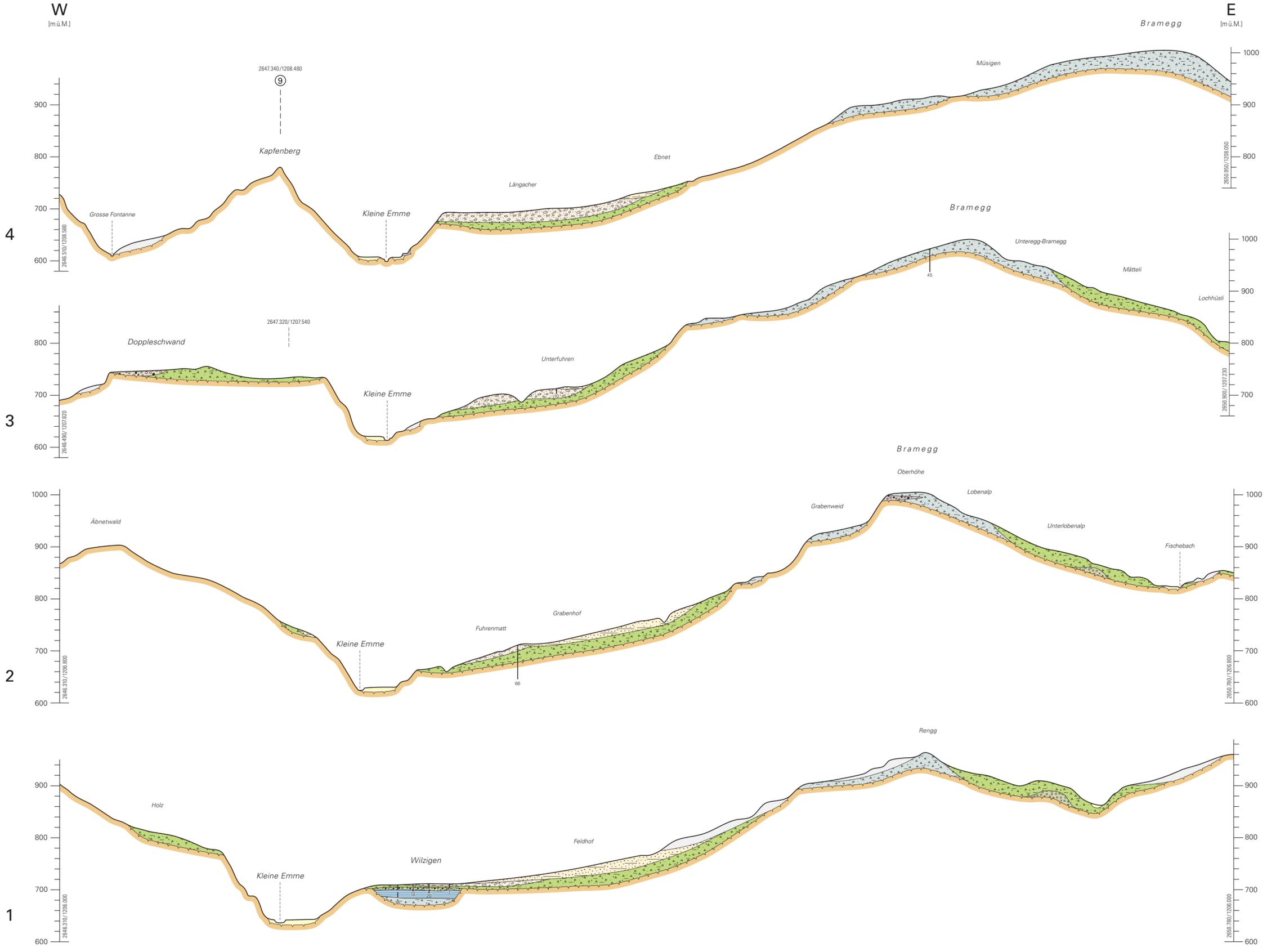
von
Christian Gisler und Petra Schlegel

Massstab 1:10 000/1:5 000
(2-fach überhöht)



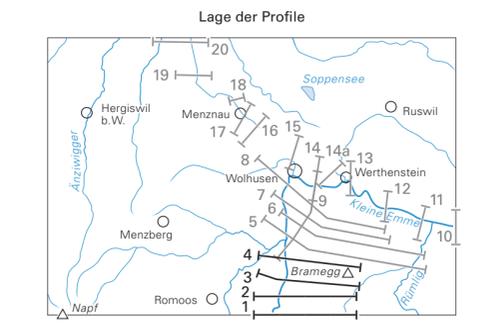
Lage der Profile





Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Wolhusen (I)
 von
Alfred Isler

Massstab 1:10 000/1:5000
 (2-fach überhöht)



- Holozän**
- Künstliche Auffüllung, Aufschüttung
 - Alluvion, Bachschutt
 - Rutschmasse
- Spätes Pleistozän**
- Spätglazialer Bachschutt
 - Hasle-Schotter
 - Hirzmatt-Schotter
 - Moräne (Till) des Waldemme- und Entlegletschers
 - Mettlen-Schotter (Vorstössschotter des Entlegletschers)
 - Rütimatt-Schotter (Vorstössschotter des Waldemegletschers)
- Mittl. Pleistozän**
- Wilzigen-Seebodensedimente
 - Moräne (Till) älterer Vergletscherungen
 - Bramegg-Schotter («Höhenschotter»)
- Geological Symbols:**
- Felsoberfläche unter Quartärbedeckung, gesichert
 - Felsoberfläche unter Quartärbedeckung, vermutet
 - Mittelländische Molasse, undifferenziert
 - Bohrung, mit Endtiefe (in m) / idem, projiziert
 - Profilschnitt

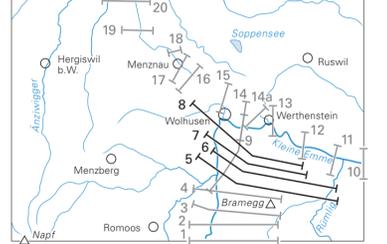
Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Wolhusen (II)

von
Alfred Isler

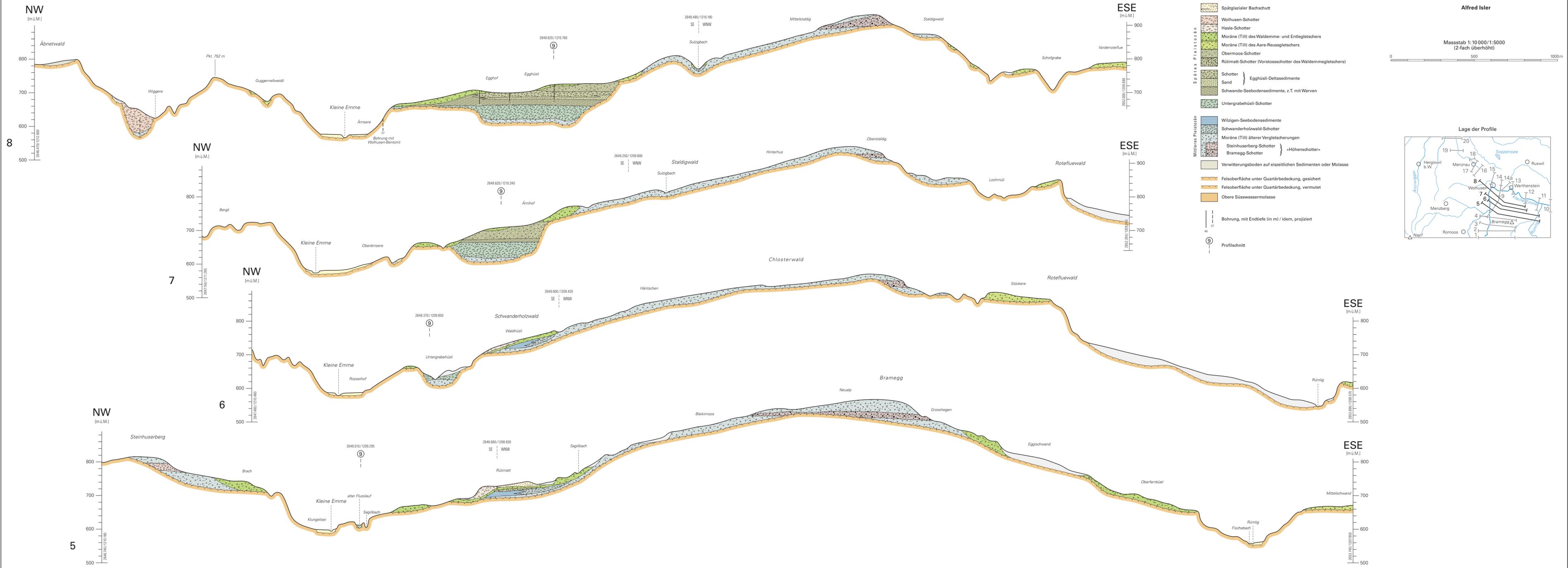
Massstab 1:10 000/1:5 000
(2-fach überhöht)



Lage der Profile

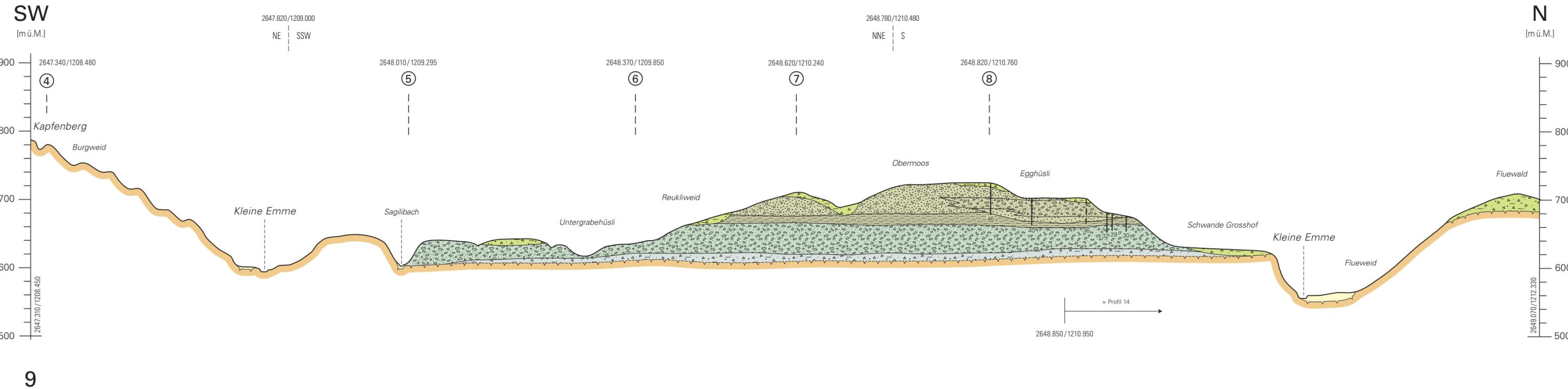


- Holozän**
 - Alluvion, Bachschutt
 - Hangschutt
 - Rutschmasse, zerrüttete Sackungsmasse
- Spätes Pleistozän**
 - Spätglazialer Bachschutt
 - Wolhusen-Schotter
 - Hasle-Schotter
 - Moräne (Till) des Waldemme- und Entlegletschers
 - Moräne (Till) des Aare-Reussgletschers
 - Obermoos-Schotter
 - Rütimatt-Schotter (Vorstössschotter des Waldemmegletschers)
- Spätes Pleistozän** (Egghüsi-Deltasedimente)
 - Schotter
 - Sand
 - Schwande-Seebodensedimente, z.T. mit Warven
 - Untergrabhüsi-Schotter
- Mittleres Pleistozän**
 - Wilzigen-Seebodensedimente
 - Schwanderholzwald-Schotter
 - Moräne (Till) älterer Vergletscherungen
 - Steinhuserberg-Schotter
 - Bramegg-Schotter
 - «Höhenschotter»
 - Verwitterungsboden auf eiszeitlichen Sedimenten oder Molasse
- Quartär**
 - Feisoberfläche unter Quartärbedeckung, gesichert
 - Feisoberfläche unter Quartärbedeckung, vermutet
 - Obere Süswassermolasse
- Bohrung**
 - Bohrung, mit Endtiefe (in m) / idem, projiziert
- Profilschnitt**



Waldemme- und Entlegletscher

Aare-Reussgletscher

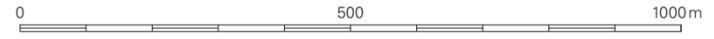


- Holozän**
 - Alluvion, Bachschutt
 - Spätes Pleistozän**
 - Moräne (Till)
 - Obermoos-Schotter
 - Schotter } Egghüsli-Deltasedimente
 - Sand }
 - Schwande-Seebodensedimente, z.T. mit Warven
 - Untergrabehüsli-Schotter
 - Mittleres Pleistozän**
 - Moräne (Till) älterer Vergletscherungen
 - Felsoberfläche unter Quartärbedeckung, gesichert
 - Felsoberfläche unter Quartärbedeckung, vermutet
 - Obere Süswassermolasse
- Bohrung, mit Endtiefe (in m) / idem, projiziert
- Profilschnitt

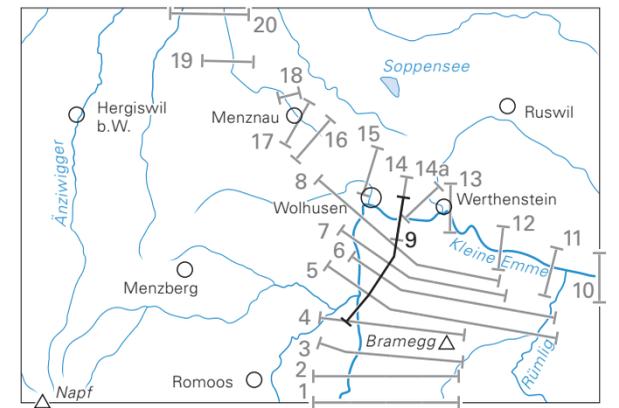
Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Wolhusen (III)

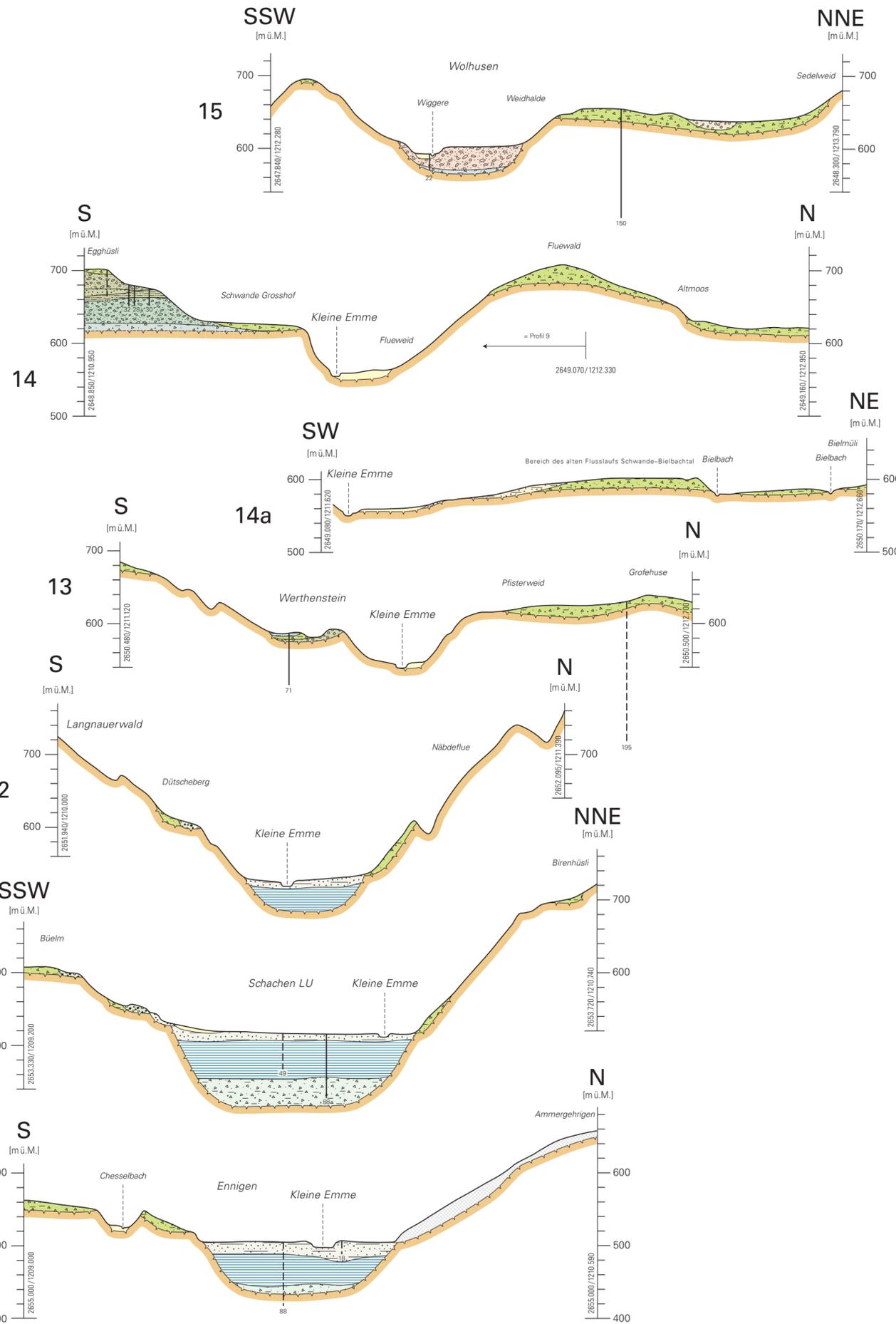
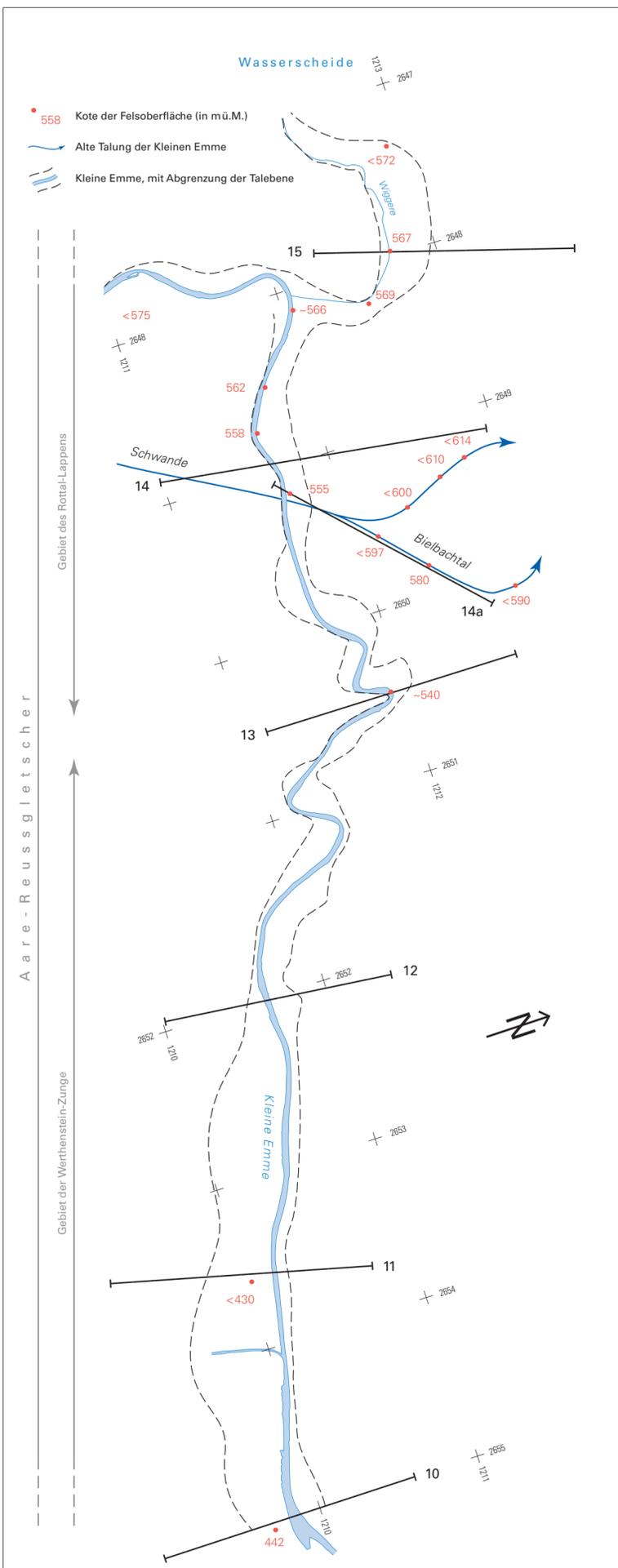
von Alfred Isler

Massstab 1:10 000/1:5000 (2-fach überhöht)



Lage der Profile





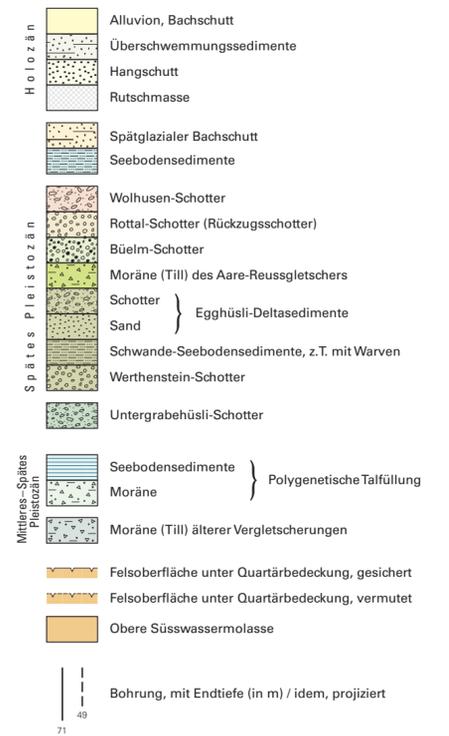
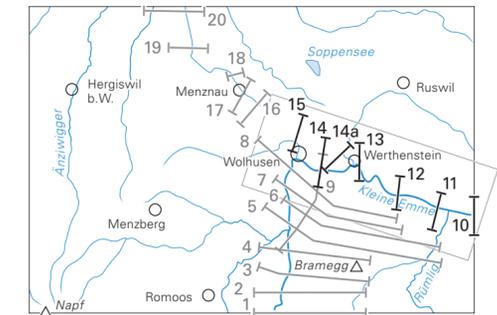
Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Wolhusen (IV)

von
Alfred Isler

Masstab 1:10000/1:5000
(2-fach überhöht)



Lage der Profile



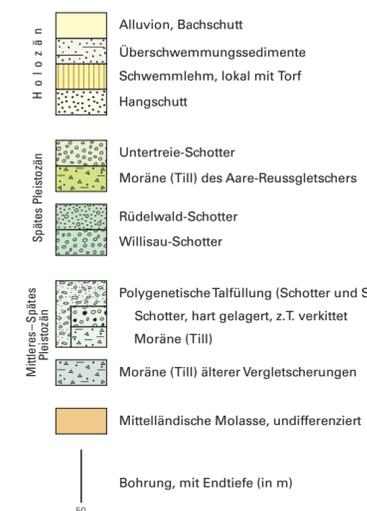
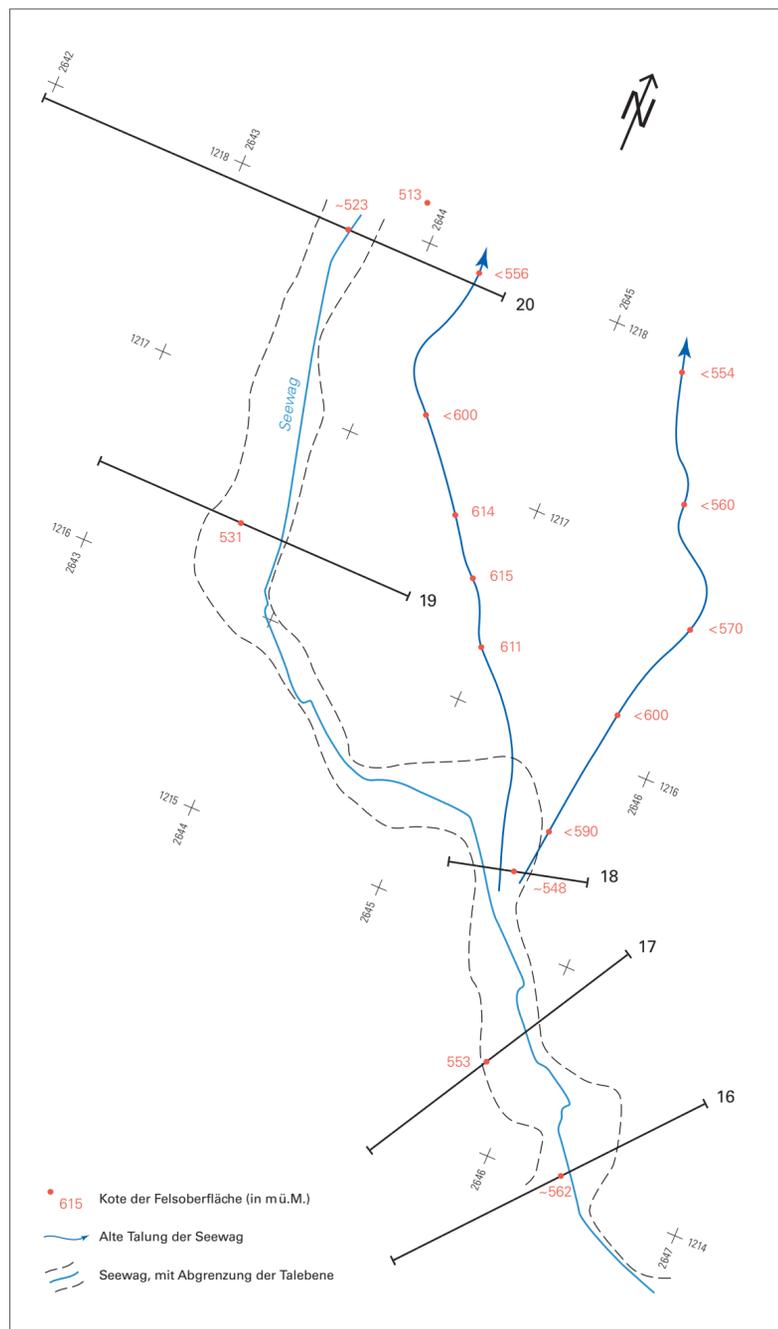
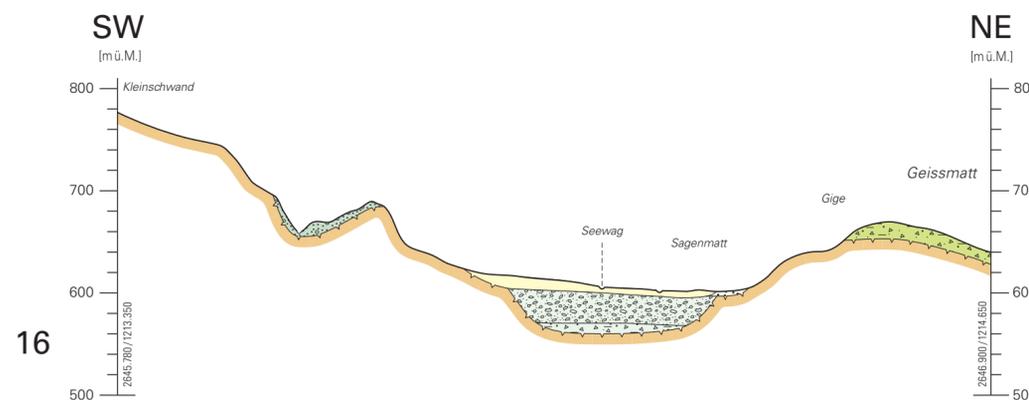
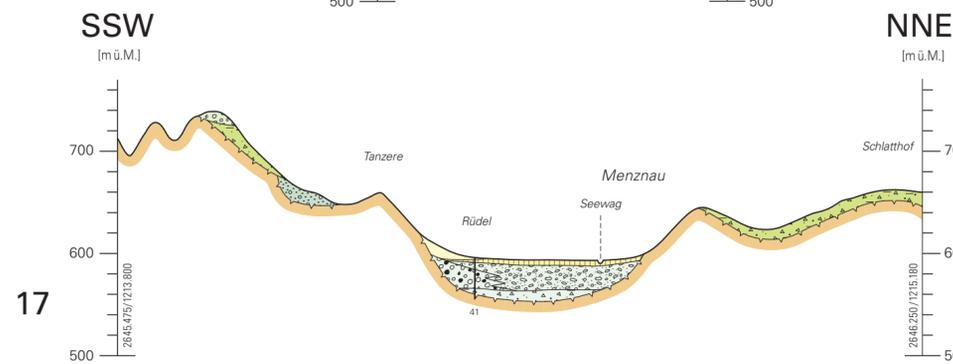
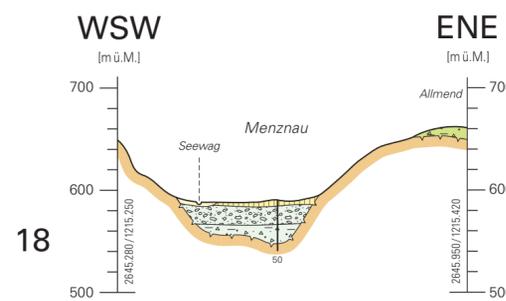
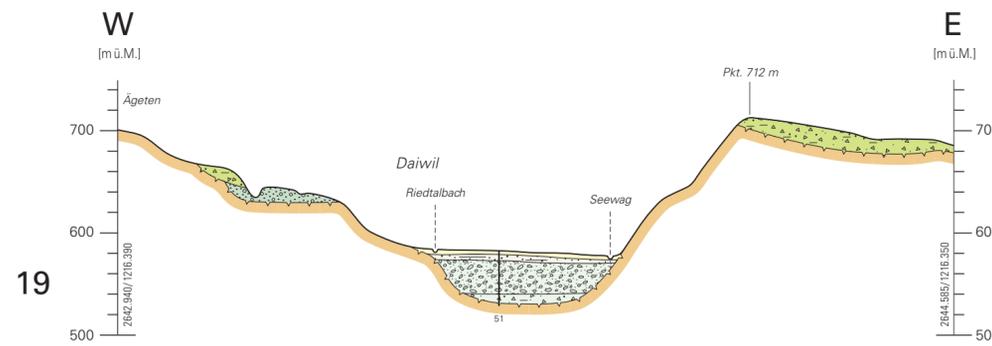
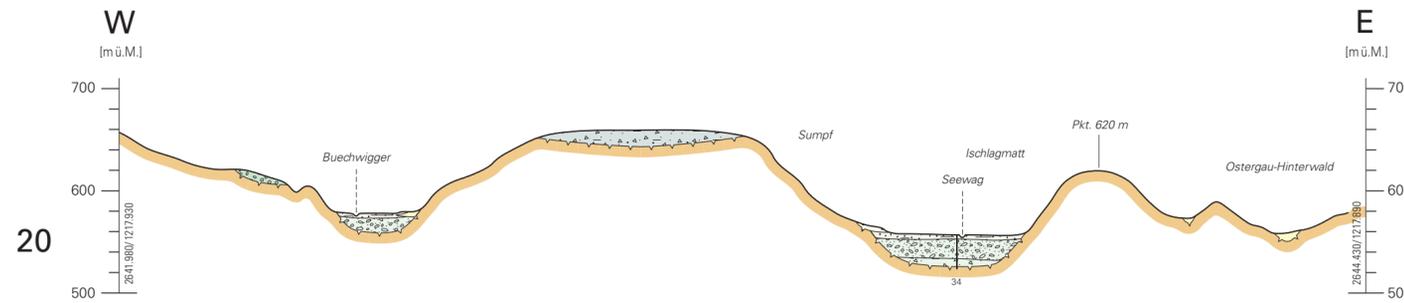
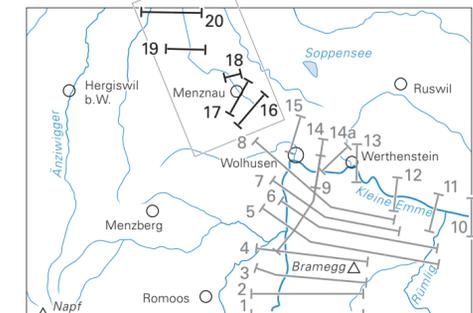
Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Wolhusen (V)

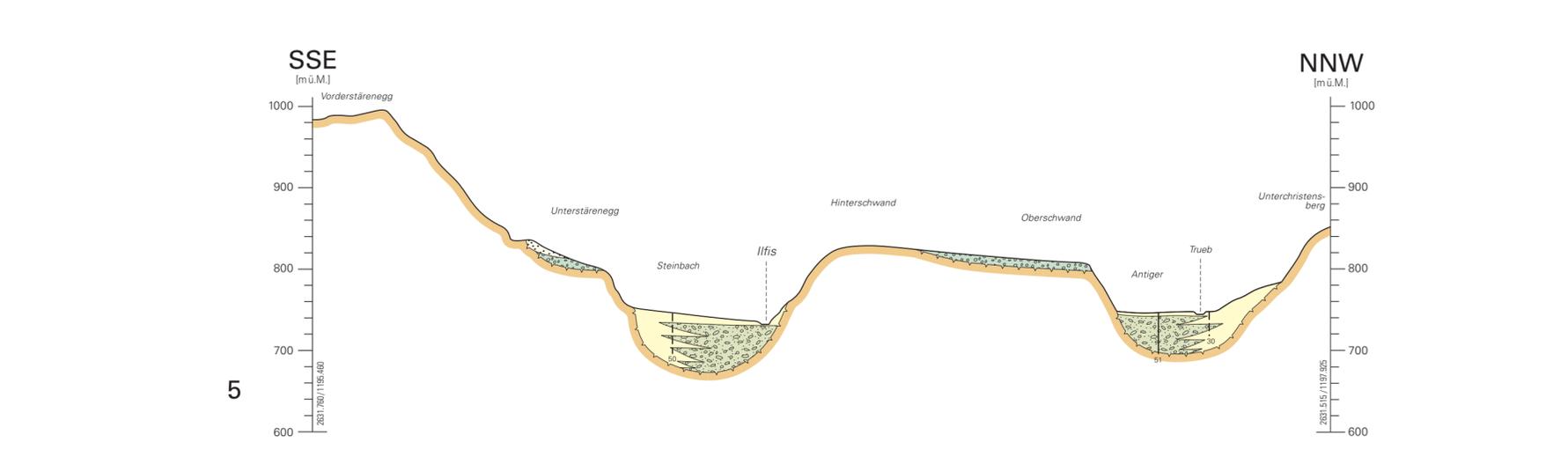
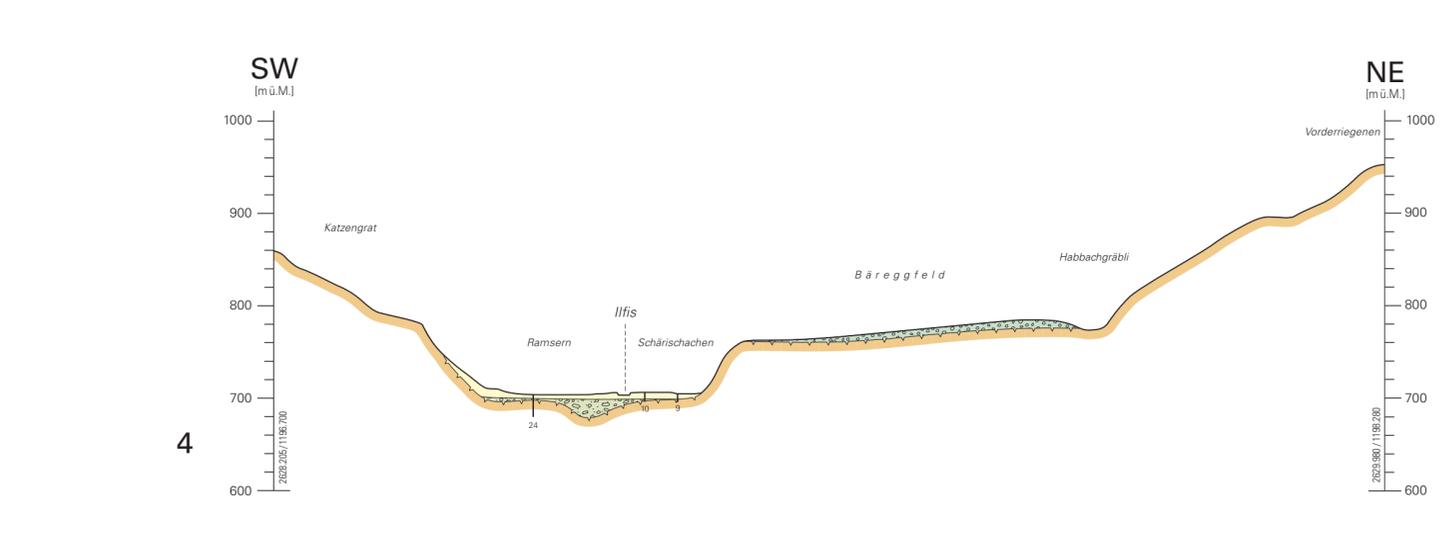
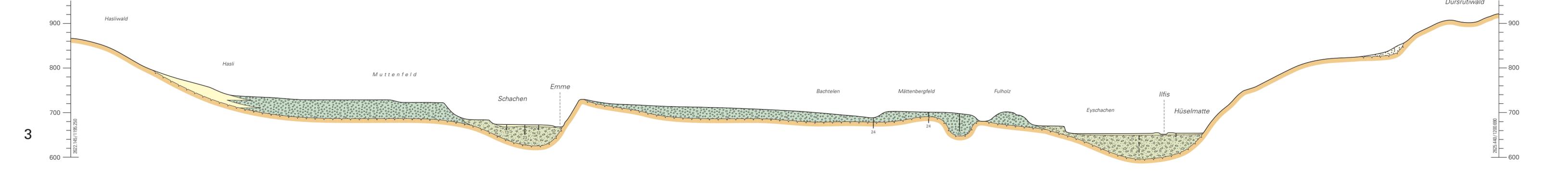
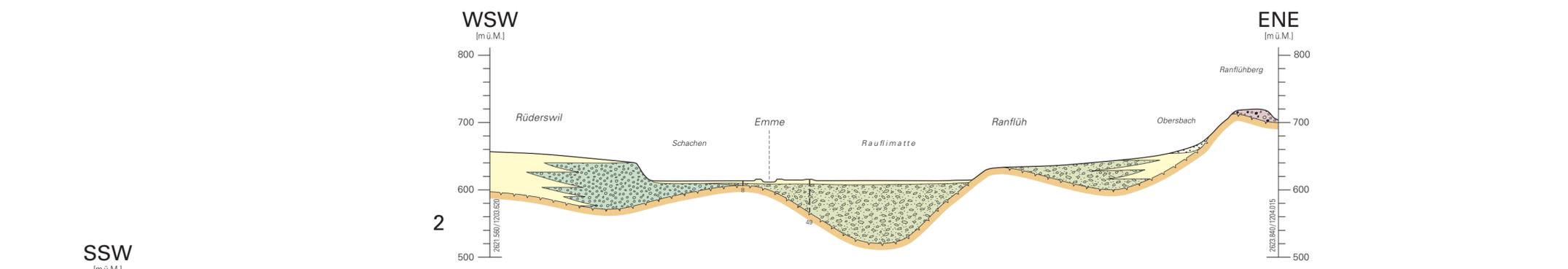
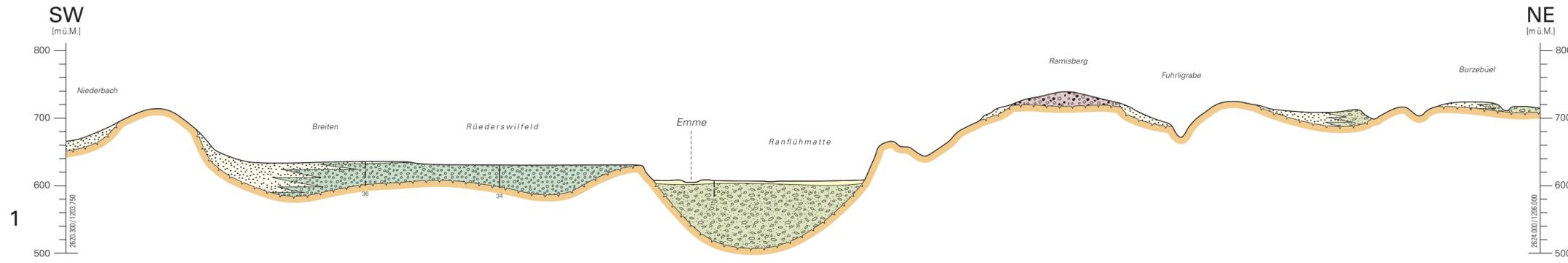
von
Alfred Isler

Massstab 1:10 000/1:5000
(2-fach überhöht)



Lage der Profile





- Helocän
 - Alluvion, Bachschutt, Dammschüttung
 - Hangschutt
- Schäfers-Pläzozän
 - Emmentaler-Schotter (Emmentaler-Hauptterrasse und Tälfüllung)
- Mittl.-Schäfers-Pläzozän
 - Muttenfeld-Schotter
- Mittleres Pläzozän
 - Böschmatt-Schotter («Höhenschotter»)
- Mittelländische Molasse, undifferenziert
- Bohrung, mit Endtiefe (in m) / idem, projiziert

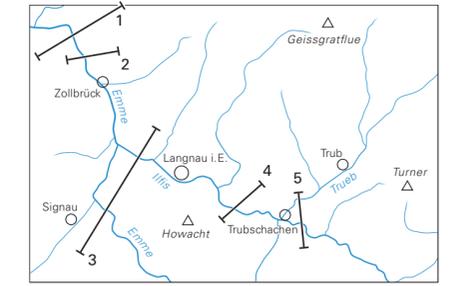
Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Langnau i.E.

von
Christian Schlüchter

Masstab 1:10 000/1:5000
(2-fach überhöht)



Lage der Profile



Vergletscherungsspuren des letzteiszeitlichen Maximums im Napfbergland

von
Christian Schlüchter

Massstab 1:40 000



- Ausgeprägte Gratomorphologie (Auswahl)
- Periglaziale Restform («Chnübeli»)
(Typlokalität Vorderarni)
- Ausgeprägte Felsrinne, rein fluviatil angelegt
(Luthern, Säuzopf)
- Ausgeprägte Felsrinne, möglicherweise subglazial angelegt
(Hornbach-Cholgrabe)
- Glazigen «begradigte» Talhänge (Schliffgrenze)
(Typlokalität Luthern-Bodenenzi)
- Möglicherweise ehemals vergletschertes, durch Rutschungen
überprägtes Gebiet
- Karmorphologie (Typlokalität Änzloch)
- Gebiet oberhalb von 1050 m ü.M. = Nährgebiet der Gletscher
und flächendeckend verfrirt
- Hypothetische Gleichgewichtslinie (1050 m ü.M.)
- Mögliche Lage der Gletscherzungen (schematisch):
minimal / maximal
- Letzteiszeitliche Eisrandlage des Waldemmegletschers
(Maximalstand)
- Waldemmegletscher

