

1107 Balsthal

Erläuterungen

HANS-RUDOLF BLÄSI, REINHART GYGI†, CHRISTIAN GNÄGI,
HANS RUDOLF GRAF, PETER JORDAN, HANS PETER
LAUBSCHER, HUGO LEDERMANN†, THILO HEROLD, SIGURD
SCHLANKE, RETO BURKHALTER und DANIEL KÄLIN

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

139

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

1: 25 000

1107 Balsthal

Erläuterungen

43 Textfiguren, 5 Tabellen und 4 Tafelbeilagen

verfasst von

HANS-RUDOLF BLÄSI, REINHART GYGI †, CHRISTIAN GNÄGI,
HANS RUDOLF GRAF, PETER JORDAN, HANS PETER LAUBSCHER †,
HUGO LEDERMANN †, THILO HEROLD, SIGURD SCHLANKE,
RETO BURKHALTER und DANIEL KÄLIN

2015



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

LAUBSCHER, H. P., LEDERMANN, H., FORD, J. R., BLÄSI, H.-R., GNÄGI, C. & KÄLIN, D. (2014): Blatt 1107 Balsthal. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 139.

Erläuterungen

BLÄSI, H.-R., GYGI, R., GNÄGI, C., GRAF, H. R., JORDAN, P., LAUBSCHER, H. P., LEDERMANN, H., HEROLD, T., SCHLANKE, S., BURKHALTER, R. & KÄLIN, D. (2015): Blatt 1107 Balsthal. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 139.

Titelbilder

Umschlag

Saurierfährten im obersten Teil der Reuchenette-Formation, Steinbruch Lommiswil. Foto D. Kälin 2014.

Erläuterungen

Anschliff des Bohnerzkügelchen führenden eoänen Krustenkalks aus der Erzmatt bei Balsthal (Koord. 2620.040/1240.065). Bildbreite ca. 5 cm. Foto D. Fischer 2014.

Herausgeber

© 2015, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

Das Bundesamt für Landestopografie swisstopo ist ein Unternehmensbereich der armasuisse.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40074-7

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Zusammenfassung	6
Résumé	7
Summary	8
Riassunto	9
Einleitung	11
Stratigraphie	14
Trias	14
Muschelkalk	14
Keuper	16
Jura	18
Lias	18
Dogger	20
Malm	29
Paläogen-Neogen	54
Eozän - Frühes Oligozän	54
Oligozän-Miozän	59
Quartär	78
Pleistozän	83
Pleistozän oder Holozän	114
Holozän	116
Tektonik	119
Jurasüdfuss und St.-Verena-Antiklinale	124
Weissenstein-Antiklinale	125
Welschenrohr-Balsthal-Synklinale	136
Graitery(-Brunnersberg)- und Farisberg-Antiklinale	138
Moutier-Seehof- und Guldental-Mümliswil-Synklinale	142
Raimeux-Passwang-Antiklinorium	143
Vermes-Synklinale und Tiergarten-Antiklinale	148
Überregionale sinistrale Querstörungszonen	149
Bohrungen	150
Hydrogeologie	151
Faltenjura	151
Mittelland (Molassegebiet)	153
Mineralische Rohstoffe	155
Literaturverzeichnis	159
Kartenverzeichnis	171

VORWORT

Das Atlasblatt Nr. 139 Balsthal schliesst eine der letzten Lücken des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 im zentralen Juraengebiet. Die Grundlagen des vorliegenden Atlasblattes wurden mit den Kartierungen von Dr. Carl Wiedenmayer (1921, Ostteil), Dr. Erich Baumberger (1921, Dünnerntal) und Dr. Peter Staehelin (1924, Westteil) gelegt.

Prof. Dr. Hans Peter Laubscher (1977–2002, Juraanteil) und Dr. Hugo Ledermann (1986–1991, Jurasüdfuss und Mittelland) übernahmen als externe Mitarbeiter der Schweizerischen Geologischen Kommission die Aufgabe, das gesamte Atlasblatt neu zu kartieren.

Auf der Basis dieser Dokumente beauftragte die Geologische Landesaufnahme 2007 Dr. Hans-Rudolf Bläsi mit der Überarbeitung des nordwestlichen Teils des Gebietes von Atlasblatt Balsthal. Diese Arbeit wurde 2009 abgeschlossen. Für die Neubearbeitung der quartären Ablagerungen im Mittelland zeichnen Dr. Christian Gnägi (2011–2012) und Dr. Hans Rudolf Graf verantwortlich. John R. Ford (Colorado) verdanken wir eine sehr grosse Anzahl Strukturmessungen (1983–1984). Die Kompilation und Harmonisierung der zahlreichen Kartenunterlagen sowie die Revision grosser Teilgebiete im Jura erfolgte ab 2004 durch Dr. Daniel Kälin.

Um das tektonisch bedeutsame Klusengebiet auf einer einzigen Karte darstellen zu können, wurde der Perimeter des Atlasblattes Balsthal um Teilgebiete der Blätter 1087 Passwang, 1088 Hauenstein und 1108 Murgenthal erweitert.

Die Kapitel der vorliegenden Erläuterung wurden von folgenden Autoren verfasst:

- Mesozoikum: Dr. Hans-Rudolf Bläsi, Dr. Reto Burkhalter (Passwang-Formation) und Dr. Reinhart Gygi † (Malm)
- Molasse: Dr. Daniel Kälin und Dr. Sigurd Schlanke (Sedimentpetrographie)
- Quartär: Dr. Christian Gnägi, Dr. Hans Rudolf Graf und Dr. Heike Willenberg (Felsisohypsenkarte)
- Tektonik: PD Dr. Peter Jordan, basierend auf Unterlagen von Prof. Dr. Hans Peter Laubscher †
- Hydrogeologie: Dr. Thilo Herold

Dr. R. Gygi sowie Prof. Dr. H. P. Laubscher verstarben während der Redaktion der Erläuterungen. Die vorliegende Karte und der dazugehörige Erläuterungstext wurden im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission verdankenswerterweise von Prof. Dr. Adrian Pfiffner, Prof. Dr. Karl Föllmi, Prof. Dr. Karl Ramseyer sowie Prof. Dr. Christian Schlüchter wissenschaftlich begutachtet.

Für die Übersetzungen der Zusammenfassung ins Französische, Italienische und Englische waren Dr. Yves Gouffon, M.Sc. Alessia Vandelli und Dr. Milan Beres besorgt.

Bruno Reber, Remo Trüssel, Reto Casty, Sascha Winterberg, Hans-Peter Sahrhage und Dr. Daniel Kälin bearbeiteten die Karte, Tafeln und Figuren graphisch und redaktionell, das Atelier Ursula Heilig SGD führte das Layout der Erläuterungen durch.

Weitere namhafte Beiträge lieferten Dr. Bernhard Hostettler, Dr. Christian Isenschmid, Yvonne Kaufmann, Dr. Hugo Mändli, Dr. Pierre-Olivier Mojon, Prof. Dr. Christian A. Meyer, Dr. Peter Ouwehand, Prof. Dr. Bettina Reichenbacher, Achim G. Reisdorf sowie Silvan Thüring.

Ein besonderer Dank geht an die Vigier Beton Mittelland AG für die unentgeltlichen Freilegungsarbeiten im Kieswerk Flumenthal (Profil Attiswil-Hobiel).

August 2015

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Balsthal wird zu etwa drei Vierteln vom Juragebirge eingenommen. Zwei SW-NE verlaufende Antiklinalen – im Süden die Weissenstein- und nördlich davon die Graiter-Farisberg-Antiklinale – sowie die dazwischenliegende Synklinale von Balsthal dominieren die Morphologie des Faltenjuras. Am Ostrand des Kartengebiets durchschneiden die Klusen von Balsthal-Oesingen und Mümliswil die Weissenstein- bzw. Graiter-Farisberg-Antiklinale; sie gewähren einen tiefen Einblick in deren Kerne, die dort jeweils eine verfaltete Überschiebung enthalten. Im tief erodierten Balmberggebiet ist im Kern der nach Süden überkippten Weissenstein-Antiklinale die Schichtreihe bis auf die Anhydritgruppe freigelegt. Der Süden und Südosten des Kartengebiets wird von der mittelländischen Unteren Süsswassermolasse eingenommen, die randlich unter die Weissenstein-Antiklinale gepresst wurde. Grosse Teile der mittelländischen Molasse sind durch z.T. mächtige glaziale Ablagerungen bedeckt, die z.T. auch tiefe Rinnen füllen.

Zur Zeit des Oxfordiens vollzog sich im Gebiet des heutigen Berner und Solothurner Juras der Fazieswechsel von Korallen führenden Seichtwasserablagerungen («Rauracien») zu tiefer marinen Schelfbeckenablagerungen («Argovien»). Dieser auch im Gebiet des Atlasblattes Balsthal gut erkennbare Übergang wurde erstmals vom Solothurner Geologen A. Gressly (1814–1865) erkannt. Er führte den Begriff der Fazies in seinem von 1838 bis 1841 in drei Teilen erschienenen Hauptwerk *Observations géologiques sur le Jura Soleurois* ein.

Ausgedehnte und z.T. mächtige siderolithische Bildungen bezeugen eine tiefgreifende In-situ-Verwitterung der mesozoischen Landoberfläche während des Eozäns. Diese Eisen führenden Sedimente wurden im Gebiet von Atlasblatt Balsthal während Jahrhunderten im Tage- und z.T. auch Untertagebau abgebaut und verhüttet. Im frühen Oligozän erreichte die Molassesedimentation mit feinklastischem Material aus den Alpen das Gebiet. Aufgrund der paläogeographischen Lage im Bereich der östlichen Trogschulter der Raurachischen Senke setzte die Ablagerung der Elsässer Molasse deutlich diachron ein – zuerst im Westen und Süden des Atlasgebietes und erst später im Nordosten.

Während des Mittleren Pleistozäns versackte zwischen Günsberg und Niederbipp ein Teil der Weissenstein-Antiklinale auf einer Länge von mehr als 7 km als riesige zusammenhängende Masse gegen Süden. Während der Letzten Eiszeit erreichte der Walliser Gletscher in seinem Maximalstand den Südteil des Kartengebietes; dies ist durch einen heute verwaschenen und verschwemmten Endmoränengürtel dokumentiert. Östlich von Oberbipp sind diesem ausgedehnte glazifluviale Schotterfelder der Niederterrasse vorgelagert.

Vor allem das Weissensteingebiet ist seit Langem für seinen Fossilreichtum bekannt. Um die Mitte des 19. Jahrhunderts waren es Funde von gut erhaltenen Meeresschildkröten und Ende des 20. Jahrhunderts die hervorragend erhaltenen

Seesterne vom Schofgraben auf der Nordseite des Weissensteins sowie die spektakulären Trittsiegel von jurassischen Sauropoden in den steilstehenden Schichten des Steinbruchs Lommiswil.

RÉSUMÉ

Le territoire couvert par la feuille Balsthal est occupé aux trois quarts par la chaîne du Jura. La morphologie de ce Jura plissé est dominée par deux anticlinaux de direction SW-NE, celui du Weissenstein au sud et celui de Graiteroy-Farisberg au nord, séparés par le synclinal de Balsthal. Les cluses de Balsthal-Oensingen et de Mümliswil les entaillent dans l'est de la carte, donnant un aperçu du cœur de ces plis, chacun recoupé par un chevauchement replissé. Dans la région profondément érodée de Balmsberg, située au cœur de l'anticlinal du Weissenstein déversé vers le sud, les couches sont mises à nu jusqu'à l'Anhydritgruppe. La Molasse d'eau douce inférieure occupe le sud et le sud-est du secteur de la feuille Balsthal, où sa bordure est compressée sous l'anticlinal du Weissenstein. Une grande partie de cette Molasse du Plateau est couverte par des dépôts glaciaires remplissant parfois de profonds chenaux.

Aux temps de l'Oxfordien, la région actuelle du Jura bernois et soleurois était une zone de transition entre les dépôts de plate-forme à coraux («Rauracien») et ceux de bord de bassin, plus profond («Argovien»). Ce passage, bien visible dans la région de la feuille Balsthal, a été reconnu pour la première fois par le géologue soleurois A. Gressly (1814-1865) et décrit à la suite de la notion de faciès dans son œuvre principale *Observations géologiques sur le Jura Soleurois*, publiée en trois parties entre 1838 et 1841.

Les formations sidérolithiques très étendues, et parfois épaisses, témoignent d'une profonde altération des formations mésozoïques pendant l'Éocène. Dans la région de Balsthal, ces sédiments riches en fer ont été exploités pendant des siècles; ils étaient extraits à ciel ouvert, parfois en souterrain, et fondus sur place. La sédimentation de la Molasse a atteint la région à l'Oligocène précoce, y déposant du matériel détritique fin provenant des Alpes. Les dépôts de la Molasse alsacienne ont débutés de façon clairement diachrone: d'abord à l'ouest et au sud, plus tard au sud-est du territoire de la feuille Balsthal, en raison de sa position paléogéographique dans la zone de l'épaulement oriental du bassin rauracien.

Au Pléistocène moyen, un énorme tassement a affecté une partie de l'anticlinal du Weissenstein; il a fait glisser vers le sud une masse cohérente de plus de 7 km de long entre Günsberg et Niederbipp. Lors de la dernière glaciation, le glacier valaisan a atteint son extension maximale dans le sud de la région de la carte, marquée par une ceinture morainique frontale délavée. À l'avant de celle-ci, à l'est d'Oberbipp, des graviers fluvioglaciaires forment la Niederterrasse.

La région du Weissenstein est connue depuis longtemps avant tout pour sa richesse en fossiles. Des carapaces de tortues marines bien conservées ont été

trouvées au milieu du 19^e siècle. À la fin du 20^e siècle, des étoiles de mer parfaitement conservées ont été mises au jour dans le Schofgraben, au flanc nord du Weissenstein, de même que les spectaculaires traces de sauropodes jurassiques dans les dalles raides de la carrière de Lommiswil.

SUMMARY

The area of Atlas sheet Balsthal is covered by about three-quarters by the Jura mountains. Two SW-NE running anticlines – in the south the Weissenstein Anticline and in the north the Graiterer-Farisberg Anticline – as well as the intervening Balsthal Syncline dominate the morphology of the Folded Jura. On the eastern edge of the map area, the gorges of Balsthal-Oensingen and Mümliswil cut through the Weissenstein and Graiterer-Farisberg Anticlines; they allow a deep insight into the anticline cores, each of which is characterized by a folded overthrust. In the deeply eroded area of Balmberg, the core of the southward overturned Weissenstein Anticline exposes the sequence of layers all the way down to the anhydrite group. The southern and southeastern areas of the map are occupied by the Lower Freshwater Molasse of the Swiss Plateau, which was compressed beneath the Weissenstein Anticline along the margins. Large portions of the Plateau Molasse are covered by partially thick glacial deposits in deep troughs.

During the Oxfordian, the region of the present-day Bernese and Solothurn Jura experienced a facies change from coral dominated shallow water deposits («Rauracian») to deeper marine shelf-basin deposits («Argovian»). This transition is easily recognizable even in the area of the Balsthal Atlas sheet. The geologist A. Gressly (1814–1865) of Solothurn recognized it for the first time and, as a result, introduced the facies concept in his main work, *Observations géologiques sur le Jura Soleurois*, which was published in three parts from 1838 to 1841.

Extensive and in places thick siderolithic formations testify to an intense in situ weathering of the Mesozoic land surface during the Eocene. In the area of the Balsthal Atlas sheet, these iron-rich sediments have been excavated over the centuries from open pit mines and in some cases from underground mines and smelted. In the early Oligocene, Molasse sedimentation comprising fine clastic material from the Alpine region reached this area. Because of the palaeogeographical situation in the eastern trough shoulder area of the Rauracian Depression, a clearly diachronous deposition of the Molasse alsacienne occurred – first in the western and southern parts of the map area and only later in the NE.

During the Middle Pleistocene, a portion of the Weissenstein Anticline slumped southwards between Günsberg and Niederbipp as a huge contiguous mass over 7 km long. During the last Ice Age, the Valais Glacier reached its maximum extent in the southern part of the map area; this event is documented by a washed-out and subdued terminal moraine belt. East of Oberbipp, the vast glacio-

fluvial outwash plain of the Niederterrasse is situated downstream of this moraine belt.

Particularly the Weissenstein area has been long known for its fossil wealth. Around the middle of the 19th century, well preserved sea turtles were discovered. At the end of the 20th century, discoveries included perfectly preserved sea stars from the Schofgraben on the northern side of the Weissenstein as well as spectacular tracks of Jurassic sauropods in the steeply inclined layers of the Lommiswil quarry.

RIASSUNTO

Il territorio ricoperto dal foglio Balsthal è occupato per tre quarti dalla catena del Giura. Due anticlinali di direzione SO-NE, quella del Weissenstein a sud e quella di Graiter-Farisberg a nord, separate dalla sinclinale di Balsthal, dominano la morfologia del Giura a pieghe. Le chiuse di Balsthal-Oensingen e di Mümliswil incidono le anticlinali nella parte est della carta dando una visione del cuore di queste pieghe, tagliate ognuna da un sovrascorrimento ripiegato. Nella regione erosa in profondità di Balmberg, situata nel cuore dell'anticlinale rovesciata verso sud del Weissenstein, gli strati sono messi a nudo fino all'Anhydritgruppe. La Molassa d'acqua dolce inferiore occupa i settori sud e sud-est del foglio Balsthal, ove il suo margine è compresso sotto l'anticlinale del Weissenstein. Una buona parte di questa Molassa dell'Altopiano è ricoperta da depositi glaciali che riempiono talvolta profondi canali.

Durante l'Oxfordiano, la regione dell'attuale Giura bernese e solettese era una zona di transizione tra i depositi di piattaforma a coralli («Rauracien») e quelli del margine del bacino, più profondi («Argovien»). Questo passaggio ben visibile nella regione del foglio Balsthal è stato identificato per la prima volta dal geologo solettese A. Gressly (1814-1865) che l'ha descritto dopo aver coniato la nozione di facies nella sua opera principale *Observations géologiques sur le Jura Soleurois*, pubblicata in tre parti tra il 1838 e il 1841.

Le formazioni siderolitiche molto estese e a volte spesse indicano un'alterazione profonda delle formazioni mesozoiche durante l'Eocene. Nella regione di Balsthal questi sedimenti ricchi di ferro sono stati sfruttati per secoli. Essi erano estratti a cielo aperto, o talvolta in sotterraneo, e fusi sul posto. La sedimentazione della Molassa ha raggiunto la regione nel primo Oligocene depositandovi materiale detritico fine proveniente dalle Alpi. A causa della posizione paleogeografica nell'area della spalla orientale del bassin rauracien, i depositi della Molassa alsaziana sono giunti in maniera chiaramente diacronica: dapprima a ovest e a sud del foglio Balsthal e solo più tardi a nord-est.

Nel Pleistocene medio un enorme scoscendimento ha interessato una parte dell'anticlinale del Weissenstein facendo scivolare verso sud una massa coerente di oltre 7 km di lunghezza tra Günsberg e Niederbipp. Durante l'ultima glaciazio-

ne il ghiacciaio vallesano ha raggiunto la sua massima estensione nel sud della regione della carta, marcata da una cintura morenica frontale dilavata. Davanti a quest'ultima, a est di Oberbipp, ghiaie fluvioglaciali formano la «Niederterrasse».

La regione del Weissenstein è conosciuta da molto tempo soprattutto per la sua ricchezza fossilifera. Carapaci di tartarughe marine ben conservate sono stati trovati a metà del XIX secolo. Alla fine del XX secolo sono state scoperte stelle di mare perfettamente conservate nello Schofgraben, sul fianco nord del Weissenstein, come pure spettacolari tracce di sauropodi giurassici nelle lastre ripide della cerniera di Lommiswil.

EINLEITUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Balsthal wird zu etwa drei Vierteln vom Juragebirge eingenommen. Dieses wird von Süden nach Norden von der Weissenstein-Antiklinale, der Graiterer-Farisberg-Antiklinale und dem Raimeux-Passwang-Antiklinorium aufgebaut. Ganz im NW des Kartengebiets folgt mit der Synklinale von Vermes ein Randgebiet des Delsberger Beckens. Die markanteste Struktur innerhalb des Faltenjuras ist die lang gestreckte Synklinale von Welschenrohr-Balsthal, das Thal. Die stratigraphische Schichtfolge reicht im Mesozoikum von der Anhydritgruppe bis zur Twannbach-Formation. Die stratigraphisch ältesten, triassischen Schichtglieder treten im Kern der Weissenstein-Antiklinale östlich der Röti bis nördlich von Wiedlisbach (Wolfisberg) auf.

Das südlich anschliessende Mittelland wird von Unterer Süsswassermolasse aufgebaut. Einzig NE von Solothurn tauchen mit der St.-Verena-Antiklinale nochmals mesozoische Gesteine an die Oberfläche.

Der westlichste Teil des Gebiets von Atlasblatt Balsthal erfuhr im Eozän eine Absenkung; er bildete den östlichen Abhang der Raurachischen Senke (BAUMBERGER 1927). Aus diesem Grund setzte die früholigozäne Sedimentation der Unteren Süsswassermolasse (USM) in den westlichen und südlichen Bereichen früher ein als in den östlichen und nördlichen. Mittels säugetierstratigraphischer Daten lässt sich die diachrone Basis der Molasse gut belegen. Der Delsberger Süsswasserkalk, der nach Osten weit über die Raurachische Senke hinausgreift, bildet den Abschluss der oligozänen Molassesedimentation. Sedimente aquitanen Alters sind im Gebiet von Atlasblatt Balsthal nur in der mittelländischen Molasse, jedoch nicht innerhalb des Juras nachgewiesen. Von den Sedimenten der Oberen Meeremolasse (OMM) ist nur der jüngere, am weitesten nach Norden transgredierende Sedimentationszyklus, die St.-Gallen-Formation, relik-tisch erhalten geblieben. Sedimente der Oberen Süsswassermolasse (OSM) finden sich nur im nordwestlichsten Teil des Kartengebiets, bei Vermes.

Die ältesten quartären Sedimente im Gebiet von Atlasblatt Balsthal liegen in tiefen, nur durch Bohrungen erschlossenen Trögen und Rinnen vor (GNÄGI 2011a). Sie entsprechen Sedimenten älterer Eiszeiten als der Letzten Eiszeit. Seit NUSSBAUM (1910) wurde davon ausgegangen, dass die Vorstösse des Walliser Gletschers in der Letzten Eiszeit maximal bis etwa in die Region von Wangen a.A. reichten. Die Untersuchungen HILDBRANDS (1990) zeigten jedoch auf, dass sich in diesem «Stirngebiet» Ablagerungen mehrerer Vergletscherungen erhalten haben. Seither haben weitere Untersuchungen sehr komplexe Verhältnisse bezüglich der Anzahl Gletschervorstösse und deren Reichweite ergeben.

Die geologische Erforschungsgeschichte im Gebiet von Blatt Balsthal beginnt mit der wegweisenden Arbeit *Observations géologiques sur le Jura Soleurois* von A. Gressly (1838–1841), welche dem Fazieskonzept zum Durchbruch verhalf.

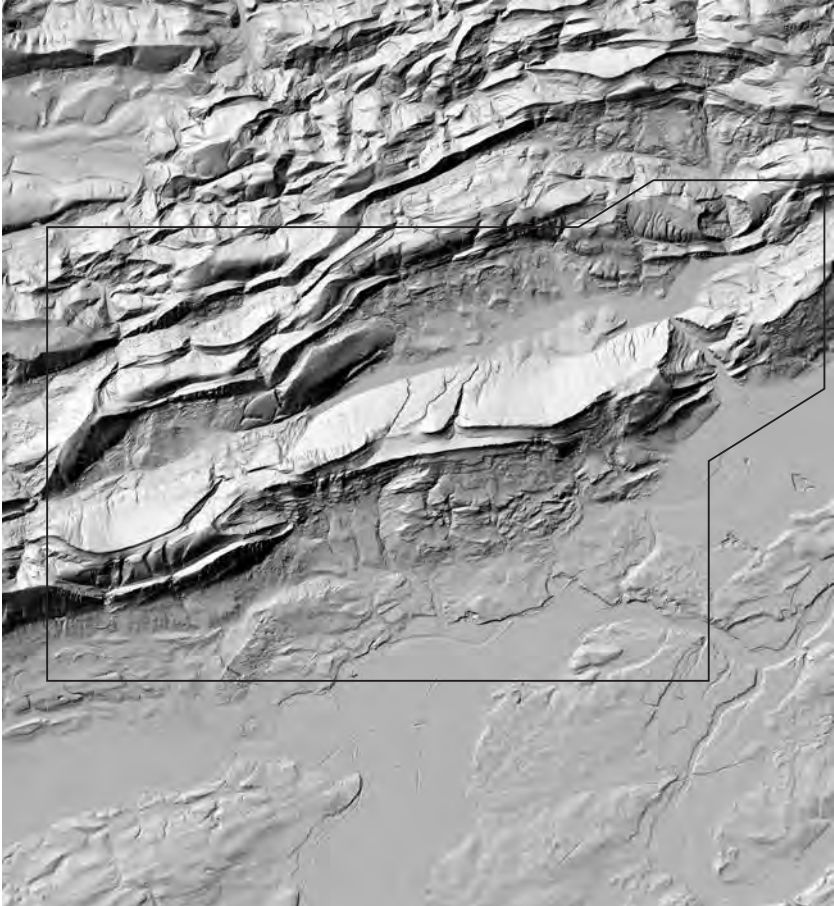


Fig. 1: Digitales Höhenmodell (swissALTI^{3D}) des Gebietes von Atlasblatt Balsthal und Umgebung. Masstab 1:200 000.

Wenig später folgen die Arbeiten von F. Lang zur Geologie der Stadt und der Umgebung von Solothurn (1858–1885). 1867 publizierte F. Lang zusammen mit L. Rütimeyer eine Studie der fossilen Schildkröten aus dem Solothurner Schildkrötenkalk. Diese berühmten Fossilfunde bildeten, zusammen mit denjenigen von Saurierresten (HUENE 1926), den Auftakt zu einer Reihe von einzigartigen Funden in einer ohnehin an Fossilien reichen Gegend.

Zwei Klusen, diejenige von Balsthal-Oensing (Weissenstein-Antiklinale) und jene von Mümliswil-Balsthal (Graitery-Farisberg-Antiklinale) gewähren einen tiefen Einblick in die jeweiligen Antiklinalkerne. Hier postulierte MÜHLBERG (1893, 1903) erstmals die Existenz verfalteter Überschiebungen, was zunächst auf heftige Kritik stiess (z.B. STEINMANN 1902). Die Beobachtungen BUXTORFS (1916) beim Bau des Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnels bestätigten dann jedoch Mühlbergs Konzept der verfalteten Überschiebungen vollumfänglich.

STRATIGRAPHIE

TRIAS

Muschelkalk

Die Weissenstein-Kette gibt in ihrem östlich der Röti tief aufgebrochenen Gewölbe einen Einblick in Schichten des Mittleren und Oberen Muschelkalks. Deren Formationen – Anhydritgruppe, Hauptmuschelkalk und Trigonodus-Dolomit – treten fernab von ihren Hauptverbreitungsgebieten in der Muschelkalk-Schuppenzone am Nordrand des Faltenjuras, beispielsweise bei Meltingen-Rei-goldswil, u.a. längs der Balmbergstrasse zutage. Ältere triassische Gesteine wie Buntsandstein und Unterer Muschelkalk fehlen im Kartengebiet aufgrund der Abscherung des Juragebirges als nördlichste alpine Abscherdecke.

Mittlerer Muschelkalk

t_{11b} Anhydritgruppe

Die Anhydritgruppe besteht aus einer Folge von überwiegend schwarzem Tonstein und Sulfatgestein – an der Oberfläche Gips, in der Tiefe Anhydrit – und stellenweise einem Steinsalzlager, das die Formation in untere und obere Sulfatschichten teilt. Zur Anhydritgruppe gehört zudem der Dolomit der Anhydritgruppe aus weissen, meist laminierten Dolomitplatten. Die Mächtigkeit der gesamten Anhydritgruppe beträgt im Hauenstein-Basistunnel 70–80 m (BUXTORF 1916), im Weissensteintunnel wurde sie nicht angetroffen; die älteste dort vorliegende Schicht gehört zum Keuper (BUXTORF et al. 1908).

Die ältesten im Gebiet von Atlasblatt Balsthal aufgeschlossenen Schichten gehören zur Anhydritgruppe (Mittlerer Muschelkalk). Wenig östlich des Weidli, bei Koord. 2608.850/1234.615 (ca. 900 m ü.M), steht dunkelgrauer Tonstein mit weissen Gipslagen an, die meist kleinräumig verfälscht sind. Oberflächennah geht der in der Tiefe vorhandene Anhydrit durch Wasseraufnahme in Gips über; in den Sondierbohrungen zum Belchentunnel (Blatt Hauenstein) lag der Gipsspiegel in 30–40 m Tiefe (GOLDSCHMID 1965).

Der Dolomit der Anhydritgruppe ist mit ca. 5,5 m mächtigen, deutlich gebankten weissen, laminierten Dolomitbänken mit 0,5–3 cm dicken dunkelbraunen gebänderten Silexlagen an der Balmbergstrasse nördlich der Sulfatschichten aufgeschlossen (MERKI 1961, BITTERLI & STRUB 1975).

Oberer Muschelkalk

Der Obere Muschelkalk besteht durchwegs aus mikritischem und bioklastischem Kalk. MERKI (1961) trennt den vollständig dolomitisierten oberen Abschnitt als Trigonodus-Dolomit vom unteren Abschnitt, dem Hauptmuschelkalk ab. Im Gegensatz zu den verwitterungsanfälligen, weichen Gesteinen der liegenden Anhydritgruppe bildet der Obere Muschelkalk, insbesondere der Hauptmuschelkalk, harte Felsrippen.

t_{11c} Hauptmuschelkalk

Der Hauptmuschelkalk umfasst den Trochiten- und den Plattenkalk, die beide häufig nur schlecht auseinander gehalten werden können, da beide Trochitenbänke enthalten und plattig sein können. Der Hauptmuschelkalk ist in der Weissenstein-Kette insgesamt 34 m mächtig (Plattenkalk 15 m, Trochitenkalk 19 m, MERKI 1961).

Am Balmberg ist der Hauptmuschelkalk längs der Strasse bei Koord. 2608.900/1234.500 und bei Koord. 2608.800/1234.625 aufgeschlossen (BITTERLI & STRUB 1975). Beim ersten Aufschluss zeigt sich gut gebankter bräunlichbeiger dolomitischer mikritischer Kalk mit einzelnen, bis 50 cm mächtigen Trochiten- und Muschelschillbänken. Sie weisen weisse, 3-15 mm grosse Bruchstücke von Seelilienstielgliedern (Trochiten) auf. Beim zweiten Aufschluss fallen an den vielen Schichtunterseiten fingerdicke Wühlgänge (Spurenfossilien) auf. Diese sind nach der Ablagerung des Kalkschlammes von im Meeresboden Nahrung suchenden Krebsen gegraben worden. Der Hauptmuschelkalk bildet ferner östlich von Glutzenberg bei Koord. 2610.575/1235.050 ein schmales Felsband.

t_{11d} Trigonodus-Dolomit

Der Trigonodus-Dolomit umfasst den oberen, vollständig dolomitischen Abschnitt des Oberen Muschelkalks (MERKI 1961). Er steht in seiner typischen kleinquaderförmigen Anwitterung längs der Balmbergstrasse vom Vorder Balmberg in Richtung Längmatt an. Generell setzt sich der Trigonodus-Dolomit aus bräunlichem porösem Dolomit, porösen Muschelschillbänken, vergleichbar mit denen des liegenden Hauptmuschelkalks, und mit zahlreichen Lösungsporen durchsetzten, rauwackeähnlichen Dolomitschichten sowie Silexknollen und -bändern zusammen.

Beim Hauptmuschelkalkaufschluss östlich von Glutzenberg misst der Trigonodus-Dolomit 19,6 m, im Weissensteingebiet erreicht er eine Mächtigkeit von 20 bis 23 m (MERKI 1961).

Die über dem Trigonodus-Dolomit folgende Einheit – die Lettenkohle – ist 5-7 m mächtig und besteht aus dem Estherienschiefer (unten) – grauem und braunem Tonstein mit z.T. reichlich Zahn- und Knochenfragmenten sowie dünnen

Dolomitlagen – und dem Grenzdolomit (oben) (MERKI 1961). Wegen ihrer überwiegend dolomitischen Ausbildung wird die Lettenkohle zur Kartiereinheit des Trigonodus-Dolomits gerechnet. MERKI (1961) erwähnt einen Aufschluss in der Fortsetzung des oben erwähnten Trigonodus-Dolomits beim Vorder Balmberg.

Keuper

Unterer und Mittlerer Keuper

Wenn der Keuper grössere Kartenbereiche einnimmt, besser aufgeschlossen ist oder mittels Bohrungen durchteuft wird, können im Solothurner und Baselbieter Jura die folgenden Einheiten (von oben nach unten) unterschieden werden:

- Rhät-Sandstein
- Obere Bunte Mergel/Knollenmergel
- Gansingen-Dolomit
- Untere Bunte Mergel
- Schilfsandstein
- Gipskeuper

Sie wurden bei der Kartierung von Blatt Balsthal zu einer Kartiereinheit zusammengefasst.

t_{III} Gipskeuper, Untere und Obere Bunte Mergel; Keuper, undifferenziert

Die Sedimente des Keupers nehmen im Gebiet von Blatt Balsthal relativ wenig Platz ein. Sie begleiten den Muschelkalk im aufgebrochen Kern des Rötigewölbes und ziehen im Nordschenkel der Falte bis gegen Rumisberg. Die Ablagerungen bestehen hauptsächlich aus Tonstein und Gips- bzw. Anhydritschichten, die an der Oberfläche leicht verwittern und deshalb sehr selten Aufschlüsse bilden. Tonstein und Mergel im oberen Teil des Keupers sind auffallend rot gefärbt. Die Rotfärbung zeichnet sich auch im darüberliegenden Humus ab.

BUXTORF et al. (1908) rechnen mit einer Gesamtmächtigkeit des Keupers beim Balmberg von 112 m, im Weissensteintunnel misst der Keuper im Südschenkel des Rötiflughewölbes 62 m, im Nordschenkel nur 44 m.

Gipskeuper

Der einzige Gipskeuperaufschluss ist in einer alten, aufgelassenen Gipsgrube (Koord. 2615.000/235.920) nördlich Schoren bei Rumisberg zu finden (MARTIN 1984). Der Gipskeuper besteht dort aus einer einige Meter mächtigen, abwechslungsreichen Folge von grünlichem und dunkelrotem Tonstein und Mergel mit

schneeweissen, rötlichen und grauen Gipslagen und -knollen, weissen und rötlichen Fasergipsadern sowie einer dunkelroten knolligen Gipsbank und einzelnen Dolomitlagen (MARTIN 1984).

Schilfsandstein

Schichten des Schilfsandsteins – feinkörniger Sandstein oder bunter Tonstein – wurden bis heute von keinem der lokalen Bearbeiter gefunden.

Untere Bunte Mergel, Gansingen-Dolomit und Obere Bunte Mergel

In der Wiese westlich Mittler Balmberg (Koord.2607.550/1234.550) treten zwischen rotem und grünlichem Tonstein und dolomitischem Mergel beige, Muscheln führende dünne Dolomitbänke zutage. Sie gehören zum Gansingen-Dolomit, der während einer kurzzeitigen marinen Ingression innerhalb der kontinentalen Bunten Mergel entstanden ist. Er erreicht in der Region Weissenstein eine Mächtigkeit von 3 bis 6,5 m (BUXTORF et al.1908). Auch im Keuperzug von Lucheren-Schoren ist punktuell Gansingen-Dolomit mit laminiertem Dolomit abgeschlossen (MARTIN 1984). Der beste Aufschluss befindet sich gegenwärtig nördlich Brunnmatt (Koord.2612.400/1235.495). Die Oberen Bunten Mergel erreichen nach BUXTORF et al. (1908) eine Mächtigkeit von ca. 20 m.

Oberer Keuper

Sandstein («Rhät-Sandstein»)

Die jüngsten triassischen Sedimente werden aufgrund von Muschelfunden der Spezies *Avicula contorta* im Weissensteintunnel (BUXTORF et al.1908) dem Rhät zugeordnet. Rhät-Sedimente sind im Jura geringmächtig und lückenhaft vertreten, im östlichen Jura scheinen sie vollständig zu fehlen (ERNI 1910). Die Rhät-Sedimente bestehen aus weissem, z.T. gelbbraunlich anwitterndem, schlecht zementiertem, glitzerndem Feinsandstein mit Zwischenlagen von schwarzem blättrigem Tonstein. Während sie im Weissensteintunnel mit einer Mächtigkeit von mindestens 1,87 m vorlagen (BUXTORF et al.1908), wurden sie im engeren Balmberggebiet nicht gefunden (ALLENBACH 1994, PLETSCHER 2002). Sie sind jedoch wieder östlich von Glutzenberg vorhanden, und zwar im von BUXTORF et al. (1908) beschriebenen Profil von Käspisbergli (Koord.2610.550/1235.200) zwischen Hoggenrain und Lissersbergli. Die Aufschlüsse von Lucheren (Koord.2614.525/1235.965) und Schoren (Koord.2615.075/1236.030) zeigen ein 2 m bzw. 1,6m mächtiges Rhät aus z.T. infolge von eingelagerten phosphoritischen Komponenten und Erzpartikeln gebändertem Sandstein sowie Sandstein mit Knochen- und Zahnfragmenten (Bonebeds; MARTIN 1984). Ein weiterer Aufschluss liegt bei der Brunnmatt (Koord.2612.415/1235.435).

JURA

Lias¹

I Staffelegg-Formation

Die Staffelegg-Formation besteht im Gebiet von Blatt Balsthal aus einer 30–55 m mächtigen Serie von lithologisch vielfältigen grauen Kalkschichten, Tonstein und Mergel. Sie bildet eine markante Härterippe zwischen dem zurückwidernden Mergel des Keupers und dem Opalinus-Ton. Ihre Verbreitung im Kartengebiet hält sich an die Grenzen des Triasfensters im Weissensteingewölbe, da die nördlicher gelegenen Antiklinalen höchstens bis zum Opalinus-Ton erodiert sind. Im Weissensteintunnel beträgt die Mächtigkeit der Staffelegg-Formation im Nordschenkel 32 m und im Südschenkel des Röti-Gewölbes 55,5 m (BUXTORF et al. 1908). Die Staffelegg-Formation ist im Gebiet von Blatt Balsthal nirgends vollständig aufgeschlossen.

Sandige Sedimente von Sinémurien-Alter (Beggingen-Member, Fasiswald-Member und Weissenstein-Member) nehmen in den Profilen den weitaus grössten Anteil ein, während grosse Teile des Pliensbachiens und Toarciens durch kondensierte und damit geringmächtige Sedimente oder gar nicht repräsentiert sind.

Leicht zugänglich ist die basale Schichtenfolge an der Balmbergstrasse bei Pkt. 842 (Koord. 2609.050/1234.400) im überkippten Südschenkel, wo in die sandigen Kalkschichten Mergellagen mit Gryphäenpflastern eingeschaltet sind. Zudem führen die Kalkschichten graue und weissliche Silexkonkretionen (BITTERLI & STRUB 1975).

Das vollständigste, teilweise aufgegrabene Profil der Region Balmberg-Rumisberg befindet sich bei Lucheren (Koord. 2614.820/1236.035). Das Profil wurde erstmals von MARTIN (1984) beschrieben und kürzlich neu bearbeitet (Fig. 23 in REISDORF et al. 2011). Dort weist der aufgeschlossene Teil der Staffelegg-Formation eine Gesamtmächtigkeit von ca. 35 m auf. Weitere gute Profile finden sich bei Käspisbergli und Schoren (REISDORF et al. 2011, Fig. 22 u. 24).

Im Gebiet von Blatt Balsthal werden folgende Einheiten (von oben nach unten) unterschieden:

¹ Unter dem Begriff Lias (im Sinn einer lithostratigraphischen Einheit im Rang einer Gruppe) werden diejenigen lithostratigraphischen Einheiten (Formation, Member) verstanden, die - ungefähr - im erdgeschichtlichen Zeitabschnitt des Frühen Juras abgelagert wurden. Dasselbe gilt sinngemäss für die Begriffspaare Dogger/Mittlerer Jura und Malm/Später Jura (s. S. 20 u. 29).

Nomenklatur nach REISDORF et al. (2011)	Frühere Nomenklatur (BUXTORF et al. 1908)
Gross-Wolf-Member	Jurensis-Schichten
Rietheim-Member	Posidonomyen-Schiefer
Müsenegg-Bed des Breitenmatt-Members	Amaltheen-Schichten
Breitenmatt-Member	Amaltheen-Schichten (glaukonitische Belemnitenkalke)
Fasiswald-Member	Mittlerer Lias: Obliqua-Schichten + Obtusum-Schichten p.p.
Beggingen-Mb./Weissenstein-Mb.	Arietenkalk/Gryphitenkalk + Obtusum-Sch. p.p.

Der früher als Insektenmergel bezeichnete, wenige Zentimeter mächtige graue bis schwarze Tonstein und Mergel an der Basis des Lias wird von REISDORF et al. (2011, Fig. 22 u. 24) in das Rhät gestellt.

Beggingen-Member

Das Beggingen-Member liegt in erosivem Kontakt entweder direkt den Oberen Bunten Mergeln oder dem «Rhät-Sandstein» auf. Es handelt sich um dezimetermächtige graubraun anwitternde spätige Kalkbänke. Sie enthalten als Fossilien *Plagiostoma* sp. und *Gryphaea arcuata*.

Weissenstein-Member

Das Weissenstein-Member ist charakterisiert durch mächtigen z.T. grobspätigen Sandkalk mit vielen Hornsteinkonkretionen. Letztere charakterisieren die Faziesverzahnung mit dem Fasiswald-Member, welche typisch für das Gebiet von Atlasblatt Balsthal ist (s.a. Profil Lucheren, REISDORF et al. 2011). Die Typlokalität des Weissenstein-Members befindet sich bei Käspisbergli, ca. 1 km nördlich von Günsberg (Koord. 2610.560/1235.140). Der untere Teil des Profils wurde bereits von BUXTORF et al. (1908) und ROLLIER (1910, S. 185) beschrieben, die neueste Bearbeitung stammt von REISDORF et al. (2011).

Fasiswald-Member

Das Fasiswald-Member besteht aus einer Wechsellagerung von Quarzsand führendem Kalk und siltig-sandigem Mergel. Es erreicht im Profil Lucheren eine Mächtigkeit von 27 m, verzahnt sich dort aber mit dem Weissenstein-Member. Charakteristisch ist die knauerige Verwitterung sowie das Auftreten der *Auster Gryphaea obliqua*.

Breitenmatt-Member

Das Breitenmatt-Member besteht aus phosphoritischem, hauptsächlich konkretionärem Kalk und Mergel und ist stellenweise reich an Fossilien. Es repräsen-

tiert das frühe und späte Pliensbachien. Die Mächtigkeit beträgt im Profil Lucherren ca. 2 m (REISDORF et al. 2011).

Rietheim-Member

Im Gebiet Balmberg–Weissenstein ist in diesem stratigraphischen Niveau eine den Posidonienschiefer vertretende, 12 cm mächtige Stinkkalkbank ausgebildet, die noch von ca. 10 cm feingeschichtetem tonigem Mergel überlagert wird (BUXTORF et al. 1908). Bei der Stinkkalkbank handelt es sich um eine Bank mit Leitwert, den Unteren Stein.

Gross-Wolf-Member

Das Gross-Wolf-Member stellt eine kondensierte Abfolge aus dunkelgrauem, Phosphorit führendem tonigem Kalk mit Mergelzwischenlagen dar. Die nur 1–1,5 m messende Abfolge ist stellenweise reich an Ammoniten und Belemniten; sie schliesst gegen oben mit dem Eriwis-Bed (ehemals «Pleydellienbank») ab. Das Gross-Wolf-Member repräsentiert das späte Toarcien.

Dogger

a₁ Opalinus-Ton

Der Opalinus-Ton besteht aus dunkelgrauem, Glimmer führendem siltigem bis feinsandigem Tonstein und siltigem kalkigem Tonstein. Teilweise führt er hellgraue kalkige, z.T. laminierte Feinsandsteinlinsen sowie kleine Pyritaggregate und einzelne Kalk- oder Sideritkonkretionen. Der Opalinus-Ton hat seine grösste Verbreitung wie alle älteren Einheiten im Kern der Weissenstein-Antiklinale. Aufgeschlossen ist er zur Zeit nicht, jedoch tritt er morphologisch mit seinen welligen, von Rutschwülsten durchsetzten, meist vernässten Weiden bei der Längmatt prägnant in Erscheinung. Zudem ist die Formation auch in der NW-Ecke des Kartengebietes, bei Envelier im westlichsten Teil des Raimeux-Passwang-Antiklinoriums, zu finden.

Die Mächtigkeit des Opalinus-Tons beträgt im Weissensteintunnel im Südschenkel des Röti-Gewölbes 114 m und in dessen Nordschenkel 95 m, im Stallfluh-Gewölbe hingegen infolge tektonischer Reduktion nur 19 m im Südschenkel und 43 m im Nordschenkel (BUXTORF et al. 1908).

a₂-i₁ Passwang-Formation

Die Passwang-Formation wurde durch Beschluss des Schweizerischen Komitees für Stratigraphie (SKS 2004) aus der Passwang-Alloformation (Sissach- bis Brüggli-Schichten, BURKHALTER 1996) und den Rothenfluh- und Grenchenberg-

Schichten der Hauptrogenstein-Formation (GONZALEZ & WETZEL 1996) neu definiert; sie entspricht damit der Kartiereinheit «unterer Dogger» («Murchisonae-» bis «Blagdeni-Schichten») früherer Autoren. Dabei wurden auch die von BURKHALTER (1996) und GONZALEZ & WETZEL (1996) als «Schichten» definierten Untereinheiten formalisiert und in den Rang von Members gestellt.

Die Passwang-Formation besteht aus insgesamt acht Coarsening-upward-Sequenzen, deren unterste im Opalinus-Ton beginnt (BURKHALTER 1996), während die oberste im Hauptrogenstein endet (GONZALEZ & WETZEL 1996). Die Sequenzen bilden den Rahmen für die Gliederung der Formation. Eine typische Sequenz beginnt mit Tonstein und sandigem Mergel, die durch Sandkalk und anschließend biotritischen Kalk, lokal auch Echinodermenspatkalk (Enkrinit), überlagert werden. Den Abschluss bildet eine gewöhnlich eisenoolithische Dachbank, die eine Phase der Mangelsedimentation repräsentiert (BURKHALTER 1993, 1995). Im zentralen und nördlichen Schweizer Jura, dem Verbreitungsgebiet der Passwang-Formation, treten die Sequenzen in unterschiedlicher Ausbildung und Mächtigkeit auf. Insbesondere die Mächtigkeit kann über kurze laterale Distanz stark schwanken und auf Werte unter einem halben Meter reduziert sein. In solchen Fällen liegt ein – meist eisenoolithisches – kondensiertes Äquivalent der betreffenden Sequenz vor (BURKHALTER 1996).

Abgelagert wurde die Passwang-Formation in einem gemischt siliziklastisch-karbonatischen Milieu in einem untiefen Epikontinentalmeer. Dieses stand in Verbindung mit der offenen Tethys, war jedoch mindestens zu Beginn der Sedimentation noch durch Reste des Alemannischen Landes gegen Süden begrenzt (ALLIA 1996, BURKHALTER 1996, Fig. 2).

Die Passwang-Formation tritt in den aufgebrochenen Kernen der Weissenstein- und der Graiter-Farisberg-Antiklinale sowie des Raimeux-Passwang-Antiklinorium auf. Sie macht sich nebst vereinzelt kleineren Aufschlüssen oft durch die orangerote Farbe des sie überlagernden Verwitterungsbodens bemerkbar. Aufschlüsse mit längeren, zusammenhängenden Profilstrecken sind selten und treten nur in der Weissenstein-Antiklinale auf. Aus diesem Grund sind die Ausscheidung von Untereinheiten der Passwang-Formation auf Blatt Balsthal sowie detaillierte Angaben zu Lithologie und Mächtigkeit im Gebiet nördlich der Weissenstein-Antiklinale in den vorliegenden Erläuterungen nicht möglich.

Kondensierter unterer Teil der Passwang-Formation

Der untere Teil der Passwang-Formation, die Äquivalente des Sissach-, Hauenstein-, Hirnichopf- und Waldenburg-Members (von BUXTORF et al. 1908 als «Murchisonae-Concavus-Sowerbyi-Schichten» bezeichnet, in der späteren Literatur oft verkürzt zu «Murchisonae-Concava-Schichten» u.ä.), liegt in der Weissenstein- und der Graiter-Farisberg-Antiklinale in kondensierter Form vor. Dies ist auch in der Umgebung von Envelier (Raimeux-Passwang-Antiklinorium) der Fall,

wo sich jedoch bereits Anklänge an die fazielle Entwicklung im Delsberger Becken und Laufental bemerkbar machen.

In der Weissenstein- und der Graiter-Farisberg-Antiklinale besteht das Äquivalent des *Sissach-Members* aus einer ca. 0,6–1,6 m dicken, harten, ockergelb verwitternden teilweise leicht eisenoolithischen Spatkalkbank. An deren Basis liegt ein ca. 0,1 m mächtiger Aufarbeitungshorizont vor, der nebst Intraklasten zum Teil angebohrte und mikrobiell umkrustete exhumierte Konkretionen aus dem obersten Opalinus-Ton enthält. Innerhalb und unmittelbar über der basalen Aufarbeitungslage treten diskontinuierliche Hartgründe auf. Hangendwärts geht die Spatkalkbank fließend in einen 0,5 m mächtigen Eisenoolith mit rost- bis weinroter mikritischer Matrix (Wacke- bis Packstone) über. Im Profil Voremberg bei Rumisberg (Fig. 2) ist die Spatkalkbank zweigeteilt. Der untere Teil schließt mit einem Hartgrund ab, während der obere Teil in die eisenoolithische Bank überleitet. Lokal kann die Spatkalkbank des *Sissach-Members* fehlen (vgl. BURKHALTER 1989), oder sie wurde nicht beobachtet (STAEHELIN 1924, S. 3). In der Klus von Envelier beginnt das *Sissach-Member* mit einer knauerigen Sandkalkbank, die von einem wenig mächtigen tonigen Mergel und einer etwa 1 m messenden Eisenoolithbank überlagert wird (ELBER 1920).

Die Äquivalente des *Hauenstein-*, des *Hirnichopf-* und des *Waldenburg-Members* liegen in der Weissenstein-Antiklinale als 0,8–1,7 m mächtiger Eisenoolith mit mikritischer Matrix (Wacke- bis Packstone) vor. Dieser ist unten charakteristisch weinrot und enthält oft schwarzgraue, 0,5–1 cm dicke Wühlgänge; nach oben wird er grau und zunehmend apatithaltig (Apatit-Intraklasten, Ooide, z.T. auch Matrix, BURKHALTER 1996). Für die Graiter-Farisberg-Antiklinale fehlen verlässliche Angaben. In der Umgebung von Envelier liegt eine ca. 0,5 m mächtige Lage aus gelbbraunem Mergel mit nach oben abnehmendem Gehalt an Eisenoolithen vor (ELBER 1920), die das Äquivalent des *Hauenstein-*, des *Hirnichopf-* und des *Waldenburg-Members* darstellen dürfte.

Die Spatkalkbank des *Sissach-Members* (bzw. ihr unterer Teil im Profil Voremberg) liegt in der Comptum-Subzone der Opalinum-Zone (LIEB 1951; frühes Aalénien), der hangende Eisenoolith (inkl. oberer Teil der Spatkalkbank im Profil Voremberg) wurde als Murchisonae-Zone datiert (MARTIN 1984; spätes Aalénien). Die kondensierten Äquivalente des *Hauenstein-*, des *Hirnichopf-* und des *Waldenburg-Members* umfassen die *Concavum-Zone* (spätes Aalénien) sowie die *Discites-* und die *Laeviuscula-Zone* (frühes Bajocien) (BURKHALTER 1996).

In der Weissenstein-Antiklinale ist der kondensierte untere Teil der Passwang-Formation im Fikigraben (Koord. 2604.460/1232.835), im Stritwald (Koord. 2609.770/1235.050) und bei der Lokalität Voremberg (Koord. 2614.650/ 1236.180) aufgeschlossen bzw. leicht aufgrabbar.

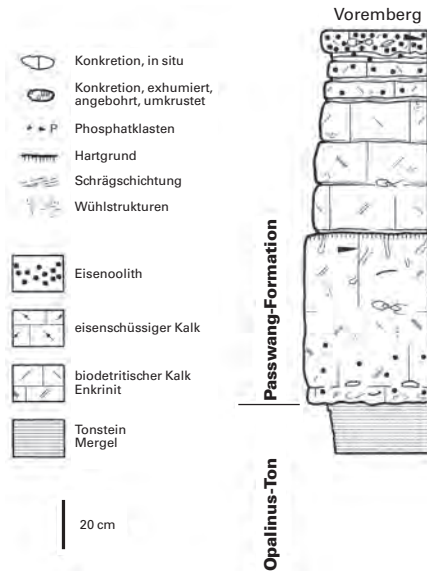


Fig. 2: Profil der Basis der Passwang-Formation an der Lokalität Voremburg (Koord. 2614.650/1236.180). Ausschnitt aus BURKHALTER (1996, Fig. 8).

Brüggl-Member

Das *Brüggl-Member* setzt sich aus einem terrigen beeinflussten biodetritischen unteren Teil («Sauzei-Schichten» auct.) und einem eisenschüssigen und eisenoolithischen oberen Teil («Humphriesi-Schichten») zusammen.

Das Member besteht aus gebanktem tonigem Sandkalk, der nach oben fließend in feinsandig-biodetritischen Kalk übergeht. Möglicherweise ist der 10–15 m messende, über dem kondensierten Äquivalent des Hauenstein- bis Waldenburg-Members folgende dunkle fossilere Tonstein im Gebiet von Envelier, von ELBER (1920) als «Sowerby-Schichten» bezeichnet, ebenfalls zum *Brüggl-Member* zu rechnen. Der Sandkalk und der feinsandig-biodetritische Kalk sind stark bioturbiert und diagenetisch rekrystallisiert; ihr biogener Anteil setzt sich mehrheitlich aus kalzifizierten Skleriten von Kieselschwämmen zusammen (LUSSE 1980, BURKHALTER 1989). Charakteristisch für das *Brüggl-Member* sind die wedelförmigen Spurenfossilien *Zoophycos* isp. sowie *Chondrites* isp. Einige Meter unterhalb des Daches setzen limonitische Komponenten ein, erst limonitisierter Biodekritus, dann limonitische Aggregatkörner und schliesslich Eisenooide. Das *Brüggl-Member* endet mit einer ca. 0,5 m mächtigen Dachbank aus Eisenoolith mit vorwiegend roströter mikritischer Matrix (Wacke- bis Packstone). In der Gegend

von Envelier tritt unterhalb der «Humphriesi-Schichten» ein blaugrauer, rostig verwitternder harter Enkrinit auf («Echinodermenbrekzie», ELBER 1920).

Im Profil Fikigraben ist das Brüggli-Member 38 m mächtig (vgl. BALMER 1989, ALLENBACH 1994); hier setzt die eisenschüssige Fazies der «Humphriesi-Schichten» 8,7 m unterhalb des Daches ein (MEYER 1983). In Richtung ENE entlang der Weissenstein-Antiklinale nimmt die Mächtigkeit des Brüggli-Members ab. Im Profil Vorenberg bei Rumisberg misst es noch 15,5 m, wovon 2,8 m auf die «Humphriesi-Schichten» entfallen (MARTIN 1984). Dort tritt an deren Basis ein geringmächtiger Aufarbeitungshorizont mit angebohrten und limonitisch umkrusteten Geröllen aus dem Material des Liegenden auf (MARTIN 1984). Eine Mächtigkeitsabnahme des Brüggli-Members in Richtung NE ist auch für das Kartengebiet nördlich der Weissenstein-Antiklinale anzunehmen (BURKHALTER 1996, Fig. 21, s.a. ELBER 1920, S. 44, STAEHELIN 1924, S. 3).

Das Brüggli-Member liegt in der Sauzei-Zone (frühes Bajocien) und im frühen Teil der Humphriesianum-Zone (mittleres Bajocien) (MARTIN 1984, BURKHALTER 1996).

Rothenfluh- und Grenchenberg-Member

Das *Rothenfluh-Member* ist eine gebankte, abschnittsweise typisch knauerige Abfolge von unten stark, gegen oben abnehmend feinsandig-biodetrischem (Mergel-)Kalk, welche – besonders in der Weissenstein- und der Graiter-Farisberg-Antiklinale – fliessend in den hangenden Hauptrogenstein übergeht. Wo weder Knauer noch *Zoophycos* isp. vorhanden sind, ist die Lithologie des Rothenfluh-Members in kleineren Aufschlüssen nur schwierig von derjenigen des Brüggli-Members zu unterscheiden. Die Lithologien des Rothenfluh-Members sind stark bioturbiert und diagenetisch rekristallisiert; ihr biogener Anteil setzt sich mehrheitlich aus kalzifizierten Skleriten von Kieselschwämmen zusammen (BURKHALTER 1989). Im SW des Gebiets von Blatt Balsthal setzen in den obersten Metern der Abfolge die Knauer aus, die Bankung wird eben und der Gehalt an Siliziklastika nimmt stark ab, während Pelbiomikrit einsetzt, der nach oben zunehmend Plattformmaterial (Kalkooide, abgerundete Rindenkörner, Aggregatkörner) führt (BURKHALTER 1989). Dieser Abschnitt, der faziell zum Hauptrogenstein überleitet, wurde von GONZALEZ (1993) und GONZALEZ & WETZEL (1996) als *Grenchenberg-Member* («kalkige Fazies der Blagdeni-Schichten», LUSSE 1980) definiert, ohne dass die Autoren jedoch genaue Kriterien für die Abgrenzung zum Rothenfluh-Member lieferten (s.a. ALLENBACH 1994). Im östlichen Abschnitt der Weissenstein-Antiklinale schied MARTIN (1984) eine 10–14 m mächtige, vorwiegend mergelige, weisse Kalkooide und verkieselte Fossilien führende (s.a. WIEDENMAYER 1923) «Übergangszone Blagdeni-Schichten/Hauptrogenstein» aus, die fazielle Anklänge an die weiter östlich anschliessenden Unteren Acuminata-Schichten (GONZALEZ 1993) des basalen Hauptrogensteins zeigt. Dieser schleifende Übergang findet sich auch in der Graiter-Farisberg-Antiklinale (STAEHELIN

1924), hingegen vollzieht sich der Wechsel im Gebiet von Envelier über wenige Meter (ELBER 1920).

Die Mächtigkeit des Rothenfluh-Members (inkl. Grenchenberg-Member) beträgt im Fikigraben 47 m (MEYER 1983), für den östlichen Bereich der Weissenstein-Antiklinale schwanken die Angaben zwischen 46,5 m (Voremberg, MARTIN 1984) und 30 m (Rumisberg, LUSSER 1980). Genaue Mächtigkeitsangaben für das Gebiet der Graiterly-Farisberg-Antiklinale fehlen, für die Klus von Envelier nennt ELBER (1920) 30 m.

Das Rothenfluh- und Grenchenberg-Member umfassen im Kartengebiet die Blagdeni-Subzone der Humphriesianum-Zone und reichen bis in die Niortense-/Subfurcatum-Zone (GONZALEZ & WETZEL 1996; Übergang mittleres–spätes Bajocien).

i₁₋₂₀ Hauptrogenstein

Der Hauptrogenstein bildet im Kettenjura nach den Malmkalkwänden das innere kompetente Kalkgerüst der Gewölbestrukturen. Im Gebiet von Blatt Balsthal zeigt sich das besonders prägnant in den markanten Felswänden der Rötiflugh NW der Malmfelsen des Balmfluechöpfli. Vom Balmberg in Richtung Rumisberg bildet der Hauptrogenstein des Nordschenkels infolge des abgesackten Südschenkels die höchste Felskrete von der Wannefluh bis zu Voremberg. Auch im Passwang-Antiklinorium und im Gewölbescheitel der Graiterly-Antiklinale beansprucht der Hauptrogenstein viel Platz vom Harzer bis zur Tanmmatt.

Die Mächtigkeit des Hauptrogensteins variiert im Gebiet zwischen 80 und 105 m (GONZALEZ 1993), im Weissensteintunnel beträgt sie 101 m im Südschenkel und 114 m im Nordschenkel (BUXTORF et al. 1908). Wie üblich kann die Formation in einen unteren Abschnitt (ca. 60 m), den Homomyen-Mergel (5–10 m) und einen oberen Abschnitt (ca. 35 m) gegliedert werden. Obschon der Hauptrogenstein oft und über grössere Strecken aufgeschlossen ist, sind durchgehende und vollständige Abfolgen selten oder infolge der Steilheit der Felswände nur schlecht zugänglich.

Unterer Teil des Hauptrogensteins

Der Hauptrogenstein gewährt bei Voremberg (Hintereggstrasse) (Koord. 2614.735/1236.250) einen Einblick in die lithologische Ausbildung seines unteren Teils (MARTIN 1984): Die 48,3 m mächtige Abfolge besteht überwiegend aus bräunlichem schräggeschichtetem, gut sortiertem oolithischem Kalk sowie biotritischem Kalk v.a. aus Muschelschill. Zusammen mit Muscheln treten auch Austern, Echinodermenbruchstücke, Gastropoden, Serpuliden, Bryozoen und einzelne Korallen auf. Westlich von Monnat sind bei Koord. 2605.050/1241.630 kleine Korallenstöcke eingeschaltet. In der NW-Ecke des Gebiets von Atlasblatt Balsthal bilden diese Korallenvorkommen einen gut erkennbaren Horizont. MARTIN (1984)

erwähnt aus dem Gebiet von Haule NW von Wolfisberg den Fund einer Schichtplatte mit der Seelilie *Pentacrinites dargniesi*.

Homomyen-Mergel

Der Homomyen-Mergel ist infolge seiner mergeligen Beschaffenheit kaum aufgeschlossen. Viel eher verrät sich seine Anwesenheit durch herausgewitterte Homomyen-Steinkerne, wie beispielsweise im Gebiet der Haule (MARTIN 1984). Im Profil Voremberg (Koord. 2614.910/1236.320) ist er mit 18,9 m ausserordentlich mächtig ausgebildet, jedoch möglicherweise tektonisch gestört. Er besteht aus einer fossilreichen Wechsellagerung von Onkoide und Ooide führendem Mergel und Kalk. Auffälligste Fossilien sind die bis 15 cm langen Steinkerne von *Homomya gibbosa* und die Schalenpflaster aus *Liostrea acuminata* (MARTIN 1984). Der Homomyen-Mergel bildet im Gelände eine deutliche Combe zwischen dem unteren und dem oberen Teil des Hauptrogensteins, die sich vor allem im digitalen Geländemodell deutlich erkennen und verfolgen lässt.

Oberer Teil des Hauptrogensteins

Auch der obere Teil des Hauptrogensteins besteht fast ausschliesslich aus bräunlichem oolithischem Kalk. Das bei Voremberg vollständig aufgeschlossene, 26 m mächtige Schichtglied setzt sich aus einem unteren, vollständig schräggeschichteten Schichtpaket von sparitischem Kalkoolith und biodetritusreichem Kalk sowie einem oberen, nur selten schräggeschichteten Abschnitt aus mikritischem Kalk mit Ooiden, Onkoiden und biogenen Komponenten zusammen. Im Westteil des Kartengebietes können die obersten Meter des Hauptrogensteins als graubrauner Mikrit ausgebildet sein («Pierre Blanche»), der faziell stellenweise stark dem Birnenstorf-Member gleicht. Die oberste Schicht des Hauptrogensteins ist als regionaler Hartgrund mit einer limonitischen Kruste und Bohrmuschellöchern ausgebildet, beispielsweise am Weg vom Oberbalmberg zum Weissenstein bei Koord. 2606.150/1233.950.

i₂₋₄ Ifenthal-Formation

Als Ifenthal-Formation (BITTERLI 2012) werden die Ablagerungen der früher informell als «oberer Dogger» bezeichneten Einheit zusammengefasst. Sie wird (von oben nach unten) in fünf Member unterteilt.

Nomenklatur nach BITTERLI (2012)	Frühere Nomenklatur
Herznach-Member	Anceps-Athleta-Schichten (MÜHLBERG 1900)
Ängstein-Member	Äquivalente der Dalle nacrée (BITTERLI 1977)
Saulcy- und Bözen-Member	Callovien-Ton (FISCHER 1965) und Macrocephalus-Schichten (MÜHLBERG 1900)
Schelmenloch-Member	Varians-Schichten (MOESCH 1857)

Varians-Schichten und Macrocephalus-Schichten wurden von BUXTORF et al. (1908) und BURKHALTER (1989) alternativ zum im Westschweizer Jura üblichen Calcaire roux sableux zusammengefasst.

Die Ifenthal-Formation ist im westlichen Teil des Gebiets von Blatt Balsthal mindestens 35–45 m mächtig, im östlichen Teil des Kartengebiets erreicht sie nach MARTIN (1984) insgesamt 45–75 m. Im Weissensteintunnel misst sie im südlichen Antiklinalschenkel 35 m, im nördlichen – mit tektonisch repetierten Schichten – 64 m (BUXTORF et al. 1908). Im Gelände ist sie infolge ihrer mergeligen und tonigen Lithologie meist überwachsen und selten aufgeschlossen. Sie bildet deshalb zwischen dem Haupttrogenstein und dem Birnenstorf-Member eine deutliche Combe. Insbesondere im nordwestlichen Kartengebiet sind die Aufschlussverhältnisse in der Ifenthal-Formation schlecht; einer der spärlichen Aufschlüsse in diesem Gebiet liegt in der Nähe von La Rossmatte bei Koord.2604.300/1239.440, ein anderer westlich der Röti bei Koord.2606.050/1233.875.

Schelmenloch-Member

Das Schelmenloch-Member besteht im Gebiet von Atlasblatt Balsthal aus sandigem eisenschüssigem Mergel und Kalk, der i.d.R. zurückwittert und deshalb schlecht aufgeschlossen ist. Auf dem Oberberg nördlich Balsthal ist das Schelmenloch-Member hingegen z.T. grossflächig aufgeschlossen und stellenweise, vor allem gegen die Basis, sehr fossilreich. Der Brachiopode *Rhynchonelloidella alemanica* ist meistens sehr häufig, daneben finden sich seltener *Acantothyris spinosa* und der irreguläre Seeigel *Holoeotypus depressus*. BITTERLI (2012) führt für das Profil Althüsli, knapp westlich des Gebiets von Atlasblatt Balsthal, eine Mächtigkeit von ca. 11 m für das Schelmenloch-Member an.

Saulcy-Member

Beim Saulcy-Member handelt es sich um dunklen fetten tonigen Mergel, der früher als Callovien-Ton bezeichnet wurde.

STÄUBLE (1959) führt von der Lokalität Althüsli in der Weissensteinkette, knapp ausserhalb des Gebiets von Atlasblatt Balsthal, ein vollständiges, heute leicht überwachsenes Profil auf (Koord.2600.924/1232.700). Für dieses gibt BITTERLI (2012) eine Mächtigkeit von 16 bis 18 m an. BUXTORF et al. (1908) und STÄUBLE (1959) rechnen mit ca.20 m, B. Hostettler (pers. Mitt.) mass auf dem Obergrenchenberg ca. 14 m.

Bözen-Member

Unter dem Bözen-Member versteht man Mergel mit Knauerlagen, stellenweise auch knauerige Kalkbänke, die aus dem unterliegenden Saulcy-Member hervorgehen. Im erwähnten Aufschluss vom Althüsli (STÄUBLE 1959) erreicht das Bözen-Member eine Mächtigkeit von 2 bis 3 m.

Ein guter Aufschluss befindet sich im Bachgraben östlich der Strasse auf den Oberberg bei Balsthal (Koord. 2617.915/1241.750). Er zeigt vor allem den obersten Teil des Bözen-Members, das typisch knauerig ausgebildet ist.

MARTIN (1984) beschreibt ferner im Profil vom Ankehubel NE Rumisberg (Koord. 2615.485/1236.390) ca. 1,60 m mächtigen, leicht mergeligen Kalk, den er zum Bözen-Member (Macrocephalus-Schichten) stellt.

Ängistein-Member

Das Ängistein-Member besteht aus braunrötlichem eisenschüssigem späti-gem Kalk und bildet oft eine markante kleine Geländekante. Die obersten Dezi-meter (Unter-Erli-Bank) zeichnen sich z.T. durch ihre Fossilführung aus (Ammoniten und Muscheln, z.T. verkieselt). Gute Aufschlüsse befinden sich an der Stras-se auf den Oberberg bei Balsthal (Koord. 2617.840/1241.825) und nördlich von Oensingen (Koord. 2621.265/1238.775). MARTIN (1984) führt als Mächtigkeit des Ängistein-Members im Gebiet westlich der Klus 13–14 m an.

Herznach-Member

Das Herznach-Member ist nach dem Dorf Herznach im Fricktal des Aargauer Tafeljuras benannt. Das gesamte Member besteht aus Eisenoolith. Beinahe alle Eisenooide in der Formation sind braun und bestehen aus Goethit. Lediglich in den Knauern im oberen Herznach-Member im Gschlif oberhalb von Günsberg, in der Schicht Nr. 5 des Profils RG 14, ist ein Teil der Eisenooide leuchtend blau-grün und besteht wahrscheinlich aus Berthierin (früher Chamosit genannt).

Die Basis des Herznach-Members datiert im Gebiet von Blatt Balsthal wie in der Nordwestschweiz bei Liesberg und im Kanton Aargau bei Herznach in die Enodatum-Zone des frühen Calloviens. Im NW des Gebiets von Blatt Balsthal endet das Herznach-Member oben in der mittleren Scarburgense-Zone unter der Bärschwil-Formation. Im SE, im Schlossgraben bei Oensingen, fand ERNI (1934, S. 22) zuoberst im Herznach-Member Cardioceraten der Cordatum-Zone. Der beste Aufschluss des Herznach-Members im Gebiet von Blatt Balsthal befindet sich im Gschlif oberhalb von Günsberg. Dort hat ERNI (1934, Fig. 1) drei detail-lierte Profile von den Grenzschichten zwischen dem Mittleren und dem Oberen Jura aufgenommen.

Malm

Ablagerungsraum und Gliederung der Sedimente des Oxfordiens im Gebiet von Blatt Balsthal

Die Sedimente von Oxford-Alter im Juragebirge der Schweiz wurden während dreier langfristigen Klimazyklen abgelagert (Taf. III, Sammelprofil). Die drei Klimazyklen des Oxfordiens endeten in einer jeweils deutlich trockeneren Zeit, während der die Verwitterung auf dem Land abnahm und das vom Land abfließende Wasser nur noch wenig terrigenes Material ins Meer verfrachtete. In solchen Zeiten bildeten sich im Gebiet des Schweizer Juragebirges die rein kalkigen Ablagerungen im oberen Teil der drei genannten Abfolgen. Dies sind in der Abfolge 1 die St-Ursanne-Formation, in der Abfolge 2 der lagunäre Onkolith des Hauptmumienbank-Members und der breite Gürtel der Sandbank aus Kalkoolithen des Steinibach-Members sowie in der Abfolge 3 die grösstenteils kalkoolithische Balsthal-Formation. Die beckenwärtigen Fronten der Karbonatplattformen der Günsberg- und der Balsthal-Formation rückten über das ältere Effingen-Member der Wildeggen-Formation hinweg vor. Diese Progradation der Plattformen erfolgte unabhängig von den zum Teil sehr erheblichen Bewegungen an synsedimentären Brüchen im Untergrund.

Die Abfolge 1 beginnt mit der tonreichen Bärschwil-Formation. In dieser Formation nimmt der Gehalt an Tonmineralien von unten (Tonmergel des Renggeri-Members) nach oben allmählich ab und ist zuoberst im Liesberg-Member am geringsten. Die lithologische Grenze zwischen dem Liesberg-Member und der kalkigen St-Ursanne-Formation darüber ist deshalb nicht scharf, sondern ein Übergang. Das ist gut zu sehen in der Tongrube Hinter Chestel südlich von Liesberg (BL) (Profil RG 306, GYGI 2000a, Taf. 31) und noch deutlicher im Anriss der Rutschung 300 m westlich des Hofes Vögeli oberhalb von Bärschwil (SO) (Profil RG 399, GYGI 2000a, Taf. 34). Die Ablagerung der Karbonatplattform der St-Ursanne-Formation endete ausserhalb der NW-Ecke des Gebiets von Blatt Balsthal nahe am beckenwärtigen Plattformrand mit dem Kalkoolith des Tiergarten-Members. Die beckenwärtige Grenze der Oolith-Sandbank bildete den Rand der Karbonatplattform der St-Ursanne-Formation. Dieser Plattformrand verläuft südlich am Dorf Vermees vorbei und durch die NW-Ecke des Gebiets von Blatt Balsthal hindurch in die Scheulte-Schlucht SE von Mervelier (JU) (Taf. III, Übersichtskarte).

Die Abfolge 2 beginnt in der Scheulte-Schlucht bei Mervelier mit der dort etwa 57 m mächtigen Günsberg-Formation (Profil RG 404, GYGI 2000a, Taf. 36) und endet mit dem gegen Verwitterung überall sehr resistenten Hauptmumienbank-Member. Dieses weit verbreitete, jedoch nicht mehr das Gebiet von Blatt Balsthal erreichende Member wittert auf der Südflanke der Scheulte-Schlucht als markantes, steilstehendes Brett aus dem Hang hervor und ist in GYGI (2000a,

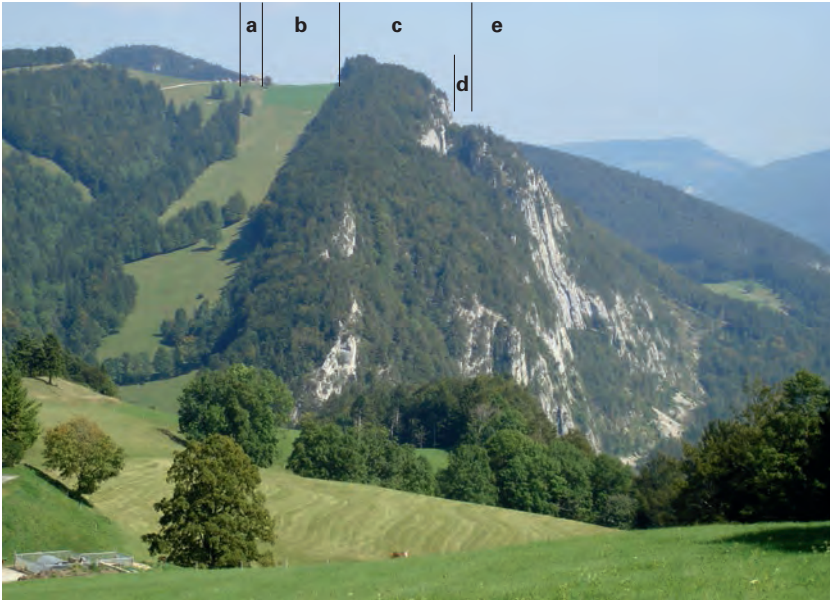


Fig. 3: Blick vom Hof Malsenberg nach ENE Richtung Harzergraben (nördlich Welschenrohr). Zu erkennen ist (von links nach rechts) die Abfolge (a) Birmenstorf-Member, (b) Effingen-Member, (c) Günsberg-Formation und Balsthal-Formation (im Dach die Combe des unteren Teils des Verena-Members [d]) und schliesslich (e) die gut gebankten Kalke der Reuchenette-Formation. Diese Abfolge repräsentiert den Übergang von der Korallen führenden Fazies («Rauracien», hier vertreten durch die Günsberg-Formation) zur tiefermarinen Schelfbeckenfazies («Argovien», hier im Wesentlichen vertreten durch das Effingen-Member) im westlichen Teil des Atlasgebietes. Foto D. Kälin 2013.

Fig.28) abgebildet. Der Rand der Karbonatplattform der Günsberg-Formation verläuft über das Hofbergli oberhalb von Günsberg und durch die Schlucht des Chatzenstegs südlich von Ramiswil (Gemeinde Mümliswil) nördlich vom Nordrand des Gebiets von Blatt Balsthal (Taf. III, Übersichtskarte). Über der Günsberg-Formation breitete sich die ausgedehnte Sandbank aus Kalkooiden des Steinibach-Members aus. Diese Barre begrenzte die seichte Lagune des onkolithischen Hauptmumienbank-Members gegen das tiefere Wasser im epikontinentalen Rhodano-Schwäbischen Becken.

Die Abfolge 3 besteht auf dem Gebiet von Blatt Balsthal ganz aus der vorwiegend kalkoolithischen Balsthal-Formation. Das Korallenbiostrom des Olten-Members begrenzt den grössten Teil der Balsthal-Formation gegen das tiefere Schelfbecken. Der Rand der Karbonatplattform der Balsthal-Formation gegen das

Stufen	Sequenzgrenzen	SCHWEIZ										Ammoniten-Zonen			Stufen	
		West					Ost					Schweiz	Süd-England	Russische Plattform		
Frühes KIMMERIDGIEN	Ox 8	Formation	Kanton Jura	Kanton Bern	Kanton Solothurn	Kanton Aargau	östliche Lägern	Deutschland Unter- klettgau	Kanton Schaff- hausen	Vilfigen-Formation			Schweiz	Süd-England	Russische Plattform	Spätes OXFORDIEN
		Reuche- nette- Formation	Paulin- Member	Verena- Member	Reuche- nette- Formation	Baden- Member	Schwarzbach- Formation	Wangental- Member	Knollen-Schicht				Amoeboceras baylei	Amoeboceras cymodoce	Amoeboceras baehni	
Frühes KIMMERIDGIEN	Ox 8	Courgenay- Formation	Porren- truy- Member	Balsthal-Formation		Laufen- Member	Laufen- Member	Otten-Member		Wangen- Member	Küssaburg- Member	Gredingensis	Planula	Pictonia baylei	Rasenia cymodoce	Frühes KIMMERIDGIEN
													Galar	Platynota		
Spätes OXFORDIEN	Ox 7	Vellerat- Formation	Bure- Member	Oolitho- rousse- Member		Laufen- Member	Laufen- Member	Holzflue-Member		Crenularis- Member	Hornbuck- Member	Bimammatum	Barrense	Ringstedtia pseudocordata	Amoeboceras rosenkrantzi	Spätes OXFORDIEN
			Hauptmumienbank- Member							Geissberg- Member						

Fig. 4: Lithostratigraphische Einheiten, Ammoniten-Zonen und Zeitkorrelationen in der Nordschweiz und im angrenzenden Süd- deutschland. Das Paulin-Member wurde definiert in GYGI (2012, S.20) und entspricht dem Vabenau-Member von COMMENT & AYER (2010). Korrelation mit dem südlichen England und der Russischen Plattform. Sequenzgrenzen nach P. R. Vail & A. L. Coe in GYGI et al. (1998, Fig.2).

tiefere Wasser verläuft ausserhalb der südöstlichen Ecke von Blatt Balsthal unter dem Molassebecken von der Gegend um Herzogenbuchsee über Murgenthal nach Dulliken östlich von Olten (Taf. III, Übersichtskarte). Die Sedimente aller drei Abfolgen des Oxfordiens dünnen gegen das Becken hin aus. Besonders ausgeprägt ist diese Abnahme der Mächtigkeit in der Abfolge Nr. 1 zwischen Mervefier und Günsberg (Taf. III).

Lithostratigraphische Einheiten

Die lithostratigraphischen Einheiten des Malms im Kartengebiet wurden von GYGI (2000a) beschrieben. Den Beschreibungen sind Synonymielisten der früheren Benennungen der betreffenden Einheiten angefügt. Ein kleines stratigraphisches Lexikon mit allen damals im Malm der Nordschweiz gebräuchlichen lithostratigraphischen Einheiten stellte GYGI (2000b) zusammen.

i₄ Bärswil-Formation

Diese Formation ist nach dem Dorf Bärswil (SO) im Tal der Birs benannt. Wo die Formation vollständig ist, umfasst sie von unten nach oben das Renggeri-, das Sornetan- und das Liesberg-Member. Das Liesberg-Member keilt wahrscheinlich gegen das Becken aus, bevor es das Gebiet von Blatt Balsthal erreicht. Die gesamte Bärswil-Formation ist eine Auffüllabfolge, deren Ablagerung in ungefähr 80 m Wassertiefe begann und in einer Tiefe von etwa 10 m endete. Die Formation war zeitweise bei Liesberg an der Birs vollständig aufgeschlossen (GYGI 2000a, Taf. 30, 31). Ihre Mächtigkeit wurde dort mit rund 130 m gemessen. Gegen das Schelfbecken keilt die Formation nach SE auf wenige Dezimeter aus (Taf. III). Der Kalkgehalt der Formation nimmt von unten nach oben zu.

Die Bärswil-Formation kommt nur im nordwestlichen Teil des Gebiets von Blatt Balsthal vor. In diesen tonreichen Schichten gibt es derzeit keine guten natürlichen Aufschlüsse.

Zahlreiche Ammoniten aus der Bärswil-Formation sind in GYGI (1990, 1995) sowie in GYGI & MARCHAND (1993) abgebildet. Die Basis der Bärswil-Formation befindet sich in der mittleren Scaburgense-Zone und die obere Grenze in der Antecedens-Zone. In der Abfolge 1 (Taf. III, Sammelprofil) findet man Ammoniten in der Bärswil-Formation vor allem im tiefsten, langsam abgelagerten Teil des Renggeri-Members sowie in einer 10–15 cm mächtigen, ausserordentlich fossilreichen Leitschicht im becken nahen Teil des mittleren Sornetan-Members. Diese Schicht («Fossil bed» in GYGI & PERSOZ 1986, Tab. 2) wurde während eines raschen Anstiegs des Meeresspiegels sehr langsam sedimentiert. Sie enthält Kalkknauer in Mergel und eine stark angereicherte Makrofauna mit vor allem Ammoniten aus der Cordatum-Zeit. Die Leitschicht im Sornetan-Member ist bis

jetzt nur im beckennahen Teil des Members gefunden worden. In den Seichtwassersedimenten des oberen Sornetan-Members über der Leitschicht sind Ammoniten selten.

Renggeri-Member

Das Member ist nach der Ammonitenart *Creniceras renggeri* (OPPEL) benannt, welche im untersten Teil des Members ziemlich häufig ist. Deshalb wird der Name Renggeri-Member hier beibehalten, obwohl er mit den heutigen Regeln der stratigraphischen Nomenklatur nicht übereinstimmt. Das Member ist ein blaugrauer homogener Tonmergel, welcher gegenwärtig lediglich in der Tongrube Andil bei Liesberg in seiner gesamten Mächtigkeit von rund 60 m aufgeschlossen ist (GYGI 2000a, Taf. 30). Die Makrofossilien im Renggeri-Member sind vorwiegend Ammoniten. Beinahe alle Ammoniten in diesem Member sind zwergwüchsig und zum grössten Teil als Steinkerne aus Eisensulfid erhalten (Pyrit, Markasit oder eine feinkörnige Durchwachsung von diesen beiden Mineralien). Im Gebiet von Blatt Balsthal gibt es zur Zeit keine natürlichen Aufschlüsse des Renggeri-Members. Im Sommer 1978 war 2 km NW von Herbetswil bei der Erneuerung der Strasse zwischen der Unteren und der Oberen Tannmatt das Renggeri-Member 200 m östlich des Hofes Obere Tannmatt in einer Mächtigkeit von etwa 10 m aufgeschlossen.

Sornetan-Member

Das Member wurde von GYGI (2000a) nach dem Dorf Sornetan (BE) benannt, um die folgenden drei unterschiedlichen, als «Terrain à chailles» bezeichneten Einheiten zu ersetzen: 1) Terrain à chailles im Sinn von THURMANN (1830), das heutige Sornetan-Member, 2) Terrain à chailles siliceux von GREPPIN (1867, S. 64), das heutige Liesberg-Member, sowie 3) Terrain à chailles oolithique von GREPPIN (1870, S. 79), eine von Greppin nicht näher charakterisierte Einheit. Das Sornetan-Member war im Jahr 1980 südlich von Liesberg in der Tongrube Hinter Chestel vollständig aufgeschlossen und wurde damals von R. Gygi als Teil des Profils RG 306 aufgenommen (GYGI 2000a, Taf. 31).

Das Sornetan-Member besteht in der Hauptsache aus Mergel. Darin kommen vor allem Lagen mit brotlaibförmigen, zähen Kalkkonkretionen vor. Diese Knauer sind die so genannten Chailen, welche während der Diagenese durch Entmischung des Kalziumkarbonats im Sediment entstanden sind. Im Dünnschliff zeigt sich, dass die Knauer aus einem reinen Kalzitgefüge von Mikrosparit bestehen, welches sekundär bei der Bildung der Konkretionen entstand. Detritischer Quarz der Siltfraktion wurde im Dünnschliff durch Knauer gefunden, ist aber nicht häufig. Septarienartige Risse in den Konkretionen sind selten. Sie können mit einem Mosaik von grobkörnigem, anhedralem Quarz verheilt sein, wie dies in einem Dünnschliff angetroffen wurde. Durchgehende Bänke von Kalkstein sind im

Sornetan-Member ungewöhnlich (GYGI 2000a, Taf. 31). Gegen das Schelfbecken keilt das Sornetan-Member allmählich aus. 2 km NW von Herbetswil auf dem Gebiet von Blatt Balsthal war im Jahr 1978 während kurzer Zeit 250 m östlich des Hofes Obere Tannmatt das ganze Member entlang der Strasse in der Mächtigkeit von ungefähr 20 m aufgeschlossen.

i_{5P} Pichoux-Formation

GREPPIN (1870, S. 80) nannte diese Formation Calcaires du Pichoux. Der Name bezieht sich auf die Pichoux-Schlucht bei Sornetan, wo die Formation mit Ausnahme ihrer Basis vollständig aufgeschlossen ist (GYGI 2000a, Taf. 21). Die Pichoux-Formation ist das beckenwärtige zeitliche Äquivalent der St-Ursanne-Formation. Die Pichoux-Formation bestand primär aus Kalkschlamm, welcher aus dem seichtesten Wasser über der Karbonatplattform der St-Ursanne-Formation geliefert und als eine schwach geneigte, keilförmige Rampe geschüttet wurde. Am Fuss der Rampe geht die Pichoux-Formation in das durchschnittlich 5 m mächtige Birnenstorf-Member über. Dieses Member wurde in einer Wassertiefe von rund 100 m auf dem ebenen Boden des Rhodano-Schwäbischen Beckens abgelagert (GYGI 2000a, Fig. 39).

Die Pichoux-Formation besteht aus einer Folge von mikritischen Kalkbänken und ist im proximalen Bereich mehr als 50 m mächtig. Nahe am seitlichen Kontakt zwischen der St-Ursanne- und der Pichoux-Formation legt sich in den Gorges du Pichoux über die oberste Pichoux-Formation die progradierende, geringmächtige Zunge der St-Ursanne-Formation mit Korallenriffen. Nahe am seitlichen Kontakt mit der St-Ursanne-Formation enthalten die Kalkbänke der Pichoux-Formation viel biogenen Detritus sowie gelegentlich viele kalzitisierte Nadeln von Kieselschwämmen (GYGI 2000a, Fig. 11). In der Pichoux-Schlucht bei Sornetan befindet sich etwa in der Mitte der Pichoux-Formation eine mergelige Schicht (Profil RG 315, GYGI 2000a, Taf. 21, Schicht Nr. 22). Diese markante, mergelige Einlagerung findet sich auch bei Péry und südlich von Grandval unter der Morte Roche sowie NW Malsenberg östlich von Pkt. 1018 (Taf. 22 und 38 in GYGI 2000a, Taf. III).

Im Gebiet von Blatt Balsthal kommen an der Basis der Pichoux-Formation Glaukonit und Kieselschwämme vor, wie zum Beispiel 2 km NW von Herbetswil an der Strasse 400 m östlich des Hofes Obere Tannmatt. Dort ist die Pichoux-Formation etwa 20 m mächtig. Westlich der Hornegg, 3,5 km westlich von Herbetswil, wurde in der Formation eine Mächtigkeit von 22 m gemessen. Der beste Aufschluss in der Pichoux-Formation auf dem Gebiet von Blatt Balsthal befindet sich südöstlich von Vermes (JU), östlich oberhalb der Rossmatte an der Strasse zur Long Pré. Dort wurde das unveröffentlichte Profil RG 418 aufgenommen und die Mächtigkeit der Formation von 29 m gemessen. Ammoniten aus der Pichoux-Formation sind in GYGI (1990, Taf. 5, Fig. 4 und Taf. 6, Fig. 6) und in GYGI (1995,

Fig. 8 und 9) abgebildet. Diese Perisphinctiden dokumentieren vor allem die Antecedens-Zone.

i_{5-6G} Günsberg-Formation

Benannt ist die Formation nach dem von weither sichtbaren Anriss der Rutschung Gschlif oberhalb des Dorfes Günsberg (SO). In diesem Anriss wurde das Profil RG 14 in GYGI (1969, Fig. 3 und Detailprofil auf Taf. 18) gemessen. Der ausgedehnte Aufschluss befindet sich am beckenwärtigen Rand der Günsberg-Formation. Deshalb, und weil wegen einem raschen eustatischen Meeresspiegelanstieg während des Hypselum-Chrons sich das oberste Effingen-Member bei Günsberg transgredierend über die dort unvollständig ausgebildete Günsberg-Formation legte, ist das Profil im Gschlif (Profil RG 14) als Typusprofil der Günsberg-Formation ungeeignet. Gut und vollständig aufgeschlossen ist die Formation bei Péry (Profil RG 307, GYGI 2000a, Taf. 22). Dort befinden sich im Grenzbereich zwischen dem Effingen-Member unten und der untersten Günsberg-Formation darüber in geringem seitlichem Abstand voneinander isolierte, z.T. über 20 m hohe Korallenbioherme. Die entsprechenden Korallenbioherme im Gschlif oberhalb von Günsberg (Profil RG 14) sind in Figur 6 deutlich zu sehen. In diesem Profil beginnen die Bioherme im Äquivalent der Schicht Nr. 138 und gehen hinauf bis in das Äquivalent des Kalkooliths Nr. 158. Etwas weiter gegen Osten (rechts in der Abbildung) setzen die Bioherme aus. Etwa in der Mitte des Anrisses, in der begehbaren Runse durch die Günsberg-Formation, entlang einer kleinen Verwerfung, fehlen die Bioherme. Gegen den östlichen Rand des Anrisses wird die Günsberg-Formation zunehmend mergelig und geht nicht weit ausserhalb des Aufschlusses seitlich in Mergel des Effingen-Members über. Derselbe abrupte seitliche Fazieswechsel erfolgt in der kleinen Schlucht des Chatzenstegs südlich von Ramiswil in der Gemeinde Mümliswil (GYGI 2012, S. 103). In der Gemeinde Seehof (BE), im entlang der Strasse über der Schlucht südlich der Bächle gemessenen, bisher unveröffentlichten Profil RG 419 (Taf. III) sind die dort tektonisch leicht verscherten Korallenbioherme in der Günsberg-Formation zusammen ungefähr 42 m hoch (GYGI & PERSOZ 1986, Taf. 1A). Auf dem Gebiet von Blatt Balsthal ist neben dem Profil im Gschlif bei Günsberg das Profil in der Gemeinde Seehof (Taf. III, Profil RG 419) das beste in der Günsberg-Formation. Die Lithologie dieser Formation ist so variabel, dass eine Unterteilung in Members nicht sinnvoll ist.

Die Mächtigkeit der Günsberg-Formation ist dort am grössten, wo die Basis der Formation direkt über dem proximalen Teil der Pichoux-Formation liegt. Im Gebiet des westlich benachbarten Atlasblattes 96 Moutier ist diese Auflagerung nördlich von Grandval am Südhang des Mont Raimeux in der Felswand über dem westlichen Teil der Combe des Geais sehr gut aufgeschlossen. Die Figuren 6–8 in GYGI & PERSOZ (1986) geben einen Überblick über den ganzen Halbkreis der

Felswand über der Combe des Geais. Das östlich von der Combe des Geais gelegene, nicht im Detail veröffentlichte Profil Profil RG 413 (Taf. III) liegt paläogeographisch in derselben Lage. Dieses Profil wurde im Tobel südlich von der Combe de la Hue gemessen. In diesem Tobel weist die Günsberg-Formation die ungewöhnlich grosse Mächtigkeit von 130 m auf (Taf. III). Wo die Günsberg-Formation progradierend über dem randlichen Beckensediment des Effingen-Members liegt, ist ihre Mächtigkeit wesentlich geringer, wie beispielsweise im Steinbruch von Gännsbrunnen knapp westlich des Gebiets von Blatt Balsthal (Profil RG 430). Dort ist der aufgeschlossene Teil der Günsberg-Formation 60 m mächtig (GYGI 2000a, Taf. 40). Weil die Basis der Formation im Steinbruch von Gännsbrunnen nicht aufgeschlossen ist, ist dort die gesamte Mächtigkeit der Günsberg-Formation möglicherweise etwas grösser. 3 km weiter NE in der Gemeinde Seehof (Profil RG 419) beträgt die gesamte gemessene Mächtigkeit der Günsberg-Formation 55 m. In diesem Profil ist die Formation tektonisch leicht verschert.

Zwei Ammoniten der Art *Perisphinctes (Dichotomoceras) bifurcatus* (QUENSTEDT) sind in der unteren Günsberg-Formation gefunden worden. Sie dokumentieren, dass der untere Teil der Formation der Bifurcatus-Zone angehört. Den einen Ammoniten fand R. Enay (Lyon) in einer von ihm nicht näher bezeichneten Schicht im Gschlif bei Günsberg (Profil RG 14, GYGI 1995, Fig. 17/2). B. Hostettler (Glovelier) fand ein weiteres Stück im Steinbruch La Charuque bei Péry (HOSTETTLER 2006). Dieser Ammonit befand sich in direktem Kontakt mit einem Korallenstock im unteren Teil eines Korallenbioherms, welches der Einheit Nr. 160 im Profil RG 307 angehört (GYGI 2000a, Taf. 22). A. und H. Zbinden fanden bei Péry (Profil RG 307) im Schutt einen Ammoniten, welcher mit Sicherheit aus dem oberen Teil der Günsberg-Formation heruntergefallen war. GYGI (1995, Fig. 18) ordnete den Ammoniten der Hypselum-Zone zu. Die obere Günsberg-Formation kann aufgrund dieses Ammoniten der Hypselum-Zone zugeordnet werden.

Die Karbonatplattform der Günsberg-Formation endet gegen den tieferen Teil des Beckens relativ abrupt (Taf. III, Sammelprofil). Dieser beckenwärtige Rand der Plattform verläuft vom Hof Hinteres Hofbergli wenig östlich vom Profil im Gschlif bei Günsberg (Profil RG 14) nach Ramiswil. Östlich der kleinen Schlucht des Chatzenstegs südlich von Ramiswil zeigt sich, dass der beckenwärtige Rand der Günsberg-Formation tatsächlich so abrupt ist, wie das im Sammelprofil der Tafel III, in GYGI & PERSOZ (1986, Taf. 1A) sowie in späteren Arbeiten von R. Gygi dargestellt ist. Die hoch aufragende, scharfe Rippe aus beinahe senkrecht stehendem Kalkstein der unteren Günsberg-Formation, welche westlich des durch die Schlucht des Chatzenstegs fliessenden Bächleins stratigraphisch etwa 30 m mächtig ist und im Pkt. 827 gipfelt, ist auf der rechten Seite der Schlucht nur noch unbedeutend und verschwindet etwa 150 m östlich des Bächleins ganz. Dieses Verschwinden der Härterippe der unteren Günsberg-Formation gegen Osten ist durch einen seitlichen stratigraphischen Übergang von Kalkstein in Mergel des

Effingen-Members bedingt. Die hohe Kalksteinrippe ist nicht durch einen Querbruch abgeschnitten, denn nördlich von der gegen Osten verschwindenden Rippe aus Kalkstein der unteren Günsberg-Formation setzt sich die hohe, ebenfalls fast senkrecht stehende und stratigraphisch etwa 45 m mächtige Rippe aus oolithischem Kalk der tieferen Balsthal-Formation östlich der Schlucht ohne tektonische Verstellung in den Gassberg fort, welcher im Pkt. 811 kulminiert.

Wildeg-Formation

Der Name der Wildeg-Formation bezieht sich auf den Ortsteil Wildeg in der Gemeinde Möriken-Wildeg im Kanton Aargau. In der Umgebung der Gemeinde befinden sich grosse Steinbrüche in der Wildeg-Formation. Der betreffende Steinbruch der Zementfabrik in Wildeg liegt jenseits der Aare am Hügel Jakobsberg östlich vom Dorf Auenstein. Die Wildeg-Formation umfasst das im Mittel 5 m mächtige Birmenstorf-Member direkt über der Basis der Formation sowie das Effingen-Member darüber, welches im Gebiet von Blatt Balsthal im Mittel etwa 200 m mächtig ist.

i_{5B} *Birmenstorf-Member*

Das Member ist nach dem Dorf Birmenstorf im Kanton Aargau benannt. Im 19. Jahrhundert lautete der Name dieser Gemeinde Birmensdorf (MOESCH 1863). Später wurde der Name in Birmenstorf geändert, um Verwechslungen mit dem 19 km südöstlich von der Aargauer Gemeinde gelegenen Birmensdorf im Kanton Zürich zu vermeiden. Das Birmenstorf-Member besteht aus zwei Teilen. Die unterste Schicht des Members ist weniger als 10 cm mächtig und besteht je nach Lokalität aus mergeligem Kalk oder Mergel. In dieser markanten Basisschicht kommen Glaukonitkörner mit einem Durchmesser von weniger als 0,5 mm und gelegentlich wenige braune Eisenooide aus Goethit vor. Ammoniten sind in dieser Schicht selten. Sie gehören sowohl der *Densiplicatum*- als auch der *Antecedens*-Zone an (GYGI 2001, Fig. 32, 62c). Die geringmächtige Schicht an der Basis des Birmenstorf-Members ist also stratigraphisch kondensiert und repräsentiert einen langen Zeitraum.

Darüber liegt eine Wechsellagerung von Mergel und von Bänken aus mergeligem bis ziemlich reinem, hartem Kalkstein. Sowohl im Mergel als auch im Kalk sind Kieselschwämme sehr häufig. Unter den Schwämmen wiegen tellerförmige Arten der Gattung *Discophyma* mit einem Durchmesser von bis zu 50 cm vor (GYGI 2000a, Fig. 17 auf S. 27). Von den meisten Schwämmen, und vor allem von ihren grossen Arten, sind nur Teile von verschiedener Grösse erhalten geblieben. Der nicht kondensierte obere, grösste Teil des Birmenstorf-Members ist auf dem Gebiet von Blatt Balsthal rund 5 m mächtig und wurde wie im Aargau während des *Transversarium*-Chron sedimentiert. Die Hauptmasse des Members wurde

folglich in einem kürzeren Zeitraum abgelagert als die stratigraphisch kondensierte Schicht an der Basis. Der beste Aufschluss des Birnenstorf-Members auf dem Gebiet von Blatt Balsthal befindet sich im Anriss der Rutschung Gschlif oberhalb von Günsberg (Fig. 6, s.a. GYGI 1969, Profil RG 14 auf Taf. 18). In diesem Profil sieht man, dass das Birnenstorf-Member nach oben wie überall sonst ohne scharfe Grenze in das Effingen-Member übergeht. GYGI (1969, S. 66) schlug vor, die obere Grenze des Members dort zu ziehen, wo bei geneigter Lage der Schichten das relativ verwitterungsresistente Birnenstorf-Member stehen geblieben und das tonreichere Gestein des Effingen-Members darüber durch Solifluktion abgeflossen ist. So gefasst hat das Birnenstorf-Member denselben Umfang, welchen ihm zuvor F. Mühlberg auf seinen geologischen Karten gegeben hat. Das Birnenstorf-Member bildet oft eine Geländerippe.

Die für das Birnenstorf-Member typischen Schwämme finden sich vor allem in den unteren Lagen (WIEDENMAYER 1923). Funde von gut erhaltenen Schwämmen beschrieb OPPLIGER (1915) von Oensingen, Oberbuchsitzen und Egerkingen. Das Birnenstorf-Member führt nicht allzu selten auch Ammoniten, v.a. grosse Perisphinctiden. Im SE des Kartengebietes schalten sich vermehrt Mergellagen zwischen die Kalkbänke, die stellenweise reich an Kleinfossilien wie Seelilien, Seesternen und Brachiopoden sind (LEUTHARDT 1928). Aus einer solchen Mergelage lieferte ein Aufschluss in der Wannen südlich von Balsthal (Koord. 2619.275/1238.620) u.a. *Eugeniocrinites caryiophylites*, *Isocrinus cingulatus*, *Millericrinus munsterianus*, *Archaeometra aspera*, *Sphaeraster* sp., *Pentasteria* sp., *Paracidaris* sp., *Polydiadema* sp. und *Trigonellina loricata*.

i_{5-6E} Effingen-Member

C. Moesch benannte das Member nach dem Dorf Effingen im Aargauer Tafeljura. Die Hauptmasse des Members besteht aus blaugrauem Mergel. Darin sind Folgen von Bänken aus Mergelkalk bis Kalk eingelagert. Das Effingen-Member geht seitlich aus der Günsberg-Formation hervor und ist folglich gleich alt wie diese (Taf. III, GYGI 2000a, Fig. 39). Der seitliche Übergang von Kalk der unteren Günsberg-Formation in mergeligen Kalk und Mergel ist im oberen Teil der halbkreisförmigen Felswand über der Combe des Geais nördlich von Grandval (östlich von Moutier) deutlich zu sehen. Ein Querschnitt durch die mergelige untere Günsberg-Formation ist entlang dem Fahrweg am östlichen Rand des Kessels der Combe des Geais aufgeschlossen. Dort nahm M.A. ZIEGLER (1962) sein Profil I/8a und R. Gygi das im Detail unveröffentlichte Profil RG 410 auf. Vereinfacht ist das letztere Profil in der Tafel III der vorliegenden Erläuterungen dargestellt.

Im 2,5 km weiter östlich gelegenen Erosionskessel der Côte aux Boeufs nördlich des Dorfes Corcelles (BE) schaltet sich zwischen die Pichoux- und die Günsberg-Formation eine ungefähr 40 m mächtige Mergelabfolge des Effingen-Members ein.



Fig. 5: Ansicht des Profils RG 411 im Erosionszirkus der Combe des Geais am Südhang des MontRaimeux nördlich des Dorfes Grandval östlich von Moutier (BE). Von Norden nach Süden verlaufender Ostrand der Combe des Geais. Länge der Felswand 100 m, Blick in Richtung Osten von dem in der neuesten Landeskarte 1:25 000 nicht mehr eingetragenen Pkt. 1165,3 am Westrand der Combe. PIC: dickbankiger, mikritischer Kalk der Pichoux-Formation. SUF: progredierende Zunge der obersten St-Ursanne-Formation, massiger mikritischer Kalk mit hermatypischen Korallen. GÜN: mergeliger feinkörniger Kalkstein mit wenig detritischem Quarz der untersten Günsberg-Formation, mit kleinem Korallenbioherm links oben, teilweise im Wald versteckt. Der oberste Teil der Pichoux-Formation, die dünne Zunge der St-Ursanne-Formation und vor allem der unterste Teil der Günsberg-Formation dünnen in diesem Aufschluss von Norden nach Süden aus. Dies zeigt, dass diese Formationen hauptsächlich aufbauende Kalkschlamm sowie der beigemischte siliziklastische Detritus von Norden oder NW gegen den Rand des Rhodano-Schwäbischen Beckens geschüttet worden sind. Foto D. Kälin 2013.

Auf dem Gebiet der Gemeinde Grandval schwillt das Effingen-Member von Norden nach Süden von einem Minimum in der Combe des Geais auf einer abgewinkelten Distanz von etwa 5 km bis zum auf der Landeskarte 1:25 000 eingezeichneten Anriss unter der Morte Roche auf eine Mächtigkeit von 100 m an.

Im Anriss des Gschliefs oberhalb von Günsberg enthält die Bank Nr. 71 des Profils RG 14 (GYGI 1969) im unteren Effingen-Member viele Kieselschwämme. Die übrigen Makrofossilien in der Bank sind vor allem Ammoniten. Diese gehören der Schilli-Zone an, wie die fünf Exemplare von *Taramelliceras colleti* LEE, welche D. Kälin bei Balsthal ungefähr 20–30 m über der Basis des Effingen-Members gefunden hat (Koord. 2617.740/1241.790). Darüber kommt im Gschlif in der unteren Günsberg-Formation der Ammonit *Perisphinctes (Dichotomoceras) bi-*



Fig. 6: Anriss der Rutschung Gschlif oberhalb von Günsberg (SO). Luftaufnahme von Süden (aus GYGI 1969, Fig. 3). Im Gschlif ist die Abfolge vom Birnenstorf-Member bis zur Balsthal-Formation aufgeschlossen (Profil RG 14).

furcatus (QUENSTEDT) vor. Das oberste Effingen-Member gehört in der Region Balsthal der Hypselum-Zone an. Der Indexammonit dieser Zone, ein beinahe vollständiges Exemplar eines ausgewachsenen *Euaspidoceras hypselum* (OPPEL), wurde von D. Krüger bei Auenstein im Kanton Aargau gefunden (GYGI 2000a, Taf. 10, Fig. 1). Nördlich des Weissensteins, im Anriss zuoberst im Schofgraben, befindet sich im untersten Effingen-Member die einzigartige Fundschicht von gut erhaltenen Seesternen (*Pentasteria longispina*, Fig. 7, HESS 1968, MEYER 1984). Ein Trübestrom verschüttete eine dicht besiedelte Vergesellschaftung von Seesternen. Bei einer paläontologischen Grabung wurden auf einer Fläche von 12 m² 190 Seesterne gefunden. Die Fundstelle liegt ca. 1 km NE des Kurhauses auf dem Weissenstein.



Fig. 7: Seesternplatte aus dem Effingen-Member mit Exemplaren des Seesterns *Pentasteria longispina* und einem Schlangensterne der Art *Ophiomusium gagnebini*. Aufnahme Naturmuseum Solothurn.

Östlich von Günsberg beträgt die gesamte Mächtigkeit des Effingen-Members rund 180 m. Im Gschlif ist das Effingen-Member unter der Günsberg-Formation fast vollständig aufgeschlossen (Fig. 6, GYGI 1969, Taf. 18).

i₆ Balsthal-Formation

GYGI (1969) benannte die Formation nach der Gemeinde Balsthal in der NE-Ecke des Gebiets von Blatt Balsthal. Das revidierte Typusprofil RG 438 der Formation ist dargestellt auf Tafel 44 in GYGI (2000a). Es wurde entlang der Strasse gemessen, welche nördlich von der alten Kirche von Balsthal durch die Schlucht des Steinibachs führt. Die Mächtigkeit der Balsthal-Formation beträgt dort 91 m. Die Steinibach-Schlucht und die Holzflue östlich davon sind aus grösserer Distanz auf der Foto von Figur 8 zu sehen. Im Profil in der Gemeinde Seehof (Profil RG 419), nahe am westlichen Rand des Kartengebiets, setzt sich die Balsthal-Formation zusammen aus dem dort zum grösseren Teil durch Schutt be-

deckten Kalkoolith des Steinibach-Members, dem Laufen-Member und zuoberst dem oolithischen Verena-Member. Im Typusprofil der Balsthal-Formation bei Balsthal kann man das Laufen-Member nicht vom Verena-Member unterscheiden. Deshalb werden die beiden Member dort im Holzflue-Member zusammengefasst.

In der nahen Umgebung von Balsthal muss die obere Grenze der Balsthal-Formation an der unebenen Erosionsfläche an der Basis eines Bodenhorizontes gezogen werden, mit dem dort die Reuchenette-Formation beginnt. Das Relief der Erosionsfläche beträgt am Chluser Roggen bis zu 4 m (GYGI 2000a). Das Relief dokumentiert, dass der oolithisch-peloidische Kalksand der obersten Balsthal-Formation im Lauf einer lokalen Hebung aufgetaucht und beim Eindringen von Regenwasser zu Kalkarenit zementiert worden ist. Die Höhendifferenz von 4 m innerhalb der Erosionsfläche über diesem Kalkstein ist ein Mass dafür, dass das Gestein mindestens 4 m hoch über den Meeresspiegel gehoben worden ist. Oben wurde dargelegt, dass die erodierte Obergrenze der Balsthal-Formation bei Balsthal etwas jünger ist als überall sonst.

Steinibach-Member

Das Member ist nach dem auf der Landeskarte 1:25 000, Blatt 1107 Balsthal eingezeichneten Bach benannt, welcher durch die Schlucht nördlich der alten Kirche von Balsthal nach Süden ins Dorf fliesst. Die Einwohner von Balsthal nennen den Bach Steinibach. Dieser Name ist auf der Karte nicht aufgeführt. In den meisten Aufschlüssen im Gebiet von Atlasblatt Balsthal ist der Kalk des Steinibach-Members ein reiner Oolith. Dieser ist teilweise kreuzgeschichtet, wie zum Beispiel im Profil oberhalb des Gschliefs bei Günsberg (Profil RG 14, GYGI 1969, Taf. 18). Im Steinbruch von Gännsbrunnen ist das Member 20 m mächtig (Profil RG 430, GYGI 2000a, Taf. 40). Im Profil südlich der Bächle in der Gemeinde Seehof (Profil RG 419) ist der Oolith des Steinibach-Members tektonisch beinahe senkrecht gestellt. Dort ist der untere Teil des Ooliths nicht verwitterungsresistent und deshalb in einer 15 m breiten Kehle von Schutt bedeckt. Nur die oberen 11,5 m des dort insgesamt 26,5 m mächtigen Members sind als kreuzgeschichteter Oolith aufgeschlossen. In der Schlucht des Steinibachs bei Balsthal ist das Steinibach-Member 18 m mächtig (Profil RG 438, Taf. 44 in GYGI (2000a)). In einigen Lagen des Profils RG 438 enthält der Oolith des Steinibach-Members viele Kleinonkoide. Die grössten Onkoide erreichen einen Durchmesser von bis zu 8 mm und machen 20–30% des Gesteinsvolumens aus (z.B. in der Schicht Nr. 19). Die oberste Schicht des Steinibach-Members im Profil RG 438 ist ein beinahe reinweisser dünnbankiger und kreuzgeschichteter Oolith. Die meisten Ooide in diesem leicht verwitternden Gestein brechen beim Anschlagen nicht durch. Die Schicht ist 3,2 m mächtig und etwa 8 m über der Strasse sowie westlich des Bachs gut aufgeschlossen. Sie bildet in diesem Profil eine ausgeprägte Kehle. Am besten zu sehen ist diese auffällige



Fig. 8: Blick vom Grenzstein an der Kante der Wannenfleue bei Koord.2618.900/1237.810 nach NNE: Balsthal, Steinibachtobel (A), Holzflue (B), Klus von Mümliswil (C) und Chluser Roggen (D). Foto D. Kälin 2014.

Lokalfazies unter dem Überhang am Fuss der Wand unter dem Pkt. 702 des Chluser Roggen.

Ammoniten aus dem Steinibach-Member sind bis jetzt keine bekannt geworden. Das Alter der Einheit muss deshalb mit anderen Mitteln bestimmt werden. Aufgrund der mineralstratigraphischen Korrelationen H und I von F. Persoz in GYGI & PERSOZ (1986, Taf. 1A) ist das Steinibach-Member gleich alt wie das Geissberg-Member weiter im Osten. Auch im Geissberg-Member sind bis heute noch nie Ammoniten in einer bekannten Position im Anstehenden gefunden worden. C. Moesch hat jedoch im Glaukonit führenden Crenularis-Member direkt über dem Geissberg-Member östlich von Auenstein AG einen Ammoniten der Gattung *Epipeltoceras* gefunden (GYGI 2000a, Taf. 10, Fig. 5, nicht publiziertes Profil RG 36). Das betreffende Exemplar ist erwachsen und vollständig erhalten. Es ist eine Übergangsform zwischen *Epipeltoceras berrense* (FAVRE) und dem jüngeren *Epipeltoceras bimammatum* (QUENSTEDT). Das Geissberg- und damit auch das Steinibach-Member gehören folglich der Berrense-Zone an.

Zuoberst in der Schlucht des Horngrabens südlich von Aedermannsdorf, unter dem Eggli an der Ostflanke des Rüttelhorns, schliesst das Steinibach-Member mit einer fossilen Bodenbildung ab. Der 30 cm mächtige hellgraue mergelige Kalk

des Paläobodens enthält in der Mitte Kalkknollen. Senkrecht unter der Oberfläche der Knollen stehen radialstrahlige, bis 1 cm lange Leisten aus Kalzit, wie sie GYGI (2012, Fig. 5.9) von einer Kalkknolle aus dem Bodenhorizont an der Basis der Reuchenette-Formation bei Balsthal abgebildet hat. Die Bodenbildung über dem Steinbach-Member im Horngraben gleicht somit dem Bodenhorizont über der erodierten Obergrenze der Balsthal-Formation bei Balsthal (Fig. 9).

Laufen-Member

Der Kalkstein, welcher in der Nordwestschweiz Laufener Stein genannt wird, wurde als ausgezeichnete Baustein in einem grossen Steinbruch NE von Laufen (BL) und in mehreren Steinbrüchen im angrenzenden Tälchen der Schachlete abgebaut. In der Stadt Basel wurde Laufener Stein zum Beispiel für den SBB-Bahnhof sowie für grosse Brunnen verwendet. Nach diesem Baustein, bei Laufen ein grösstenteils oolithischer Wackestone, ist das Laufen-Member benannt.

Dank den Korrelationen I und J von F. Persoz in GYGI & PERSOZ (1986, Taf. 1A) kann das Laufen-Member altersmässig mit dem Wangen-Member im Kanton Aargau und mit dem gleich alten Küssaburg-Member im Kanton Schaffhausen gleichgesetzt werden. Im Küssaburg-Member kommt der Ammonit *Wegelea gredingensis* (WEGELE) vor (GYGI 2000a, Taf. 13, Fig. 1). Deshalb kann das Laufen-Member der Gredingensis- (bzw. der Hauffianum-) Zone zugeordnet werden.

Der beste Aufschluss des Laufen-Members auf dem Gebiet von Blatt Balsthal befindet sich 1 km NW von Welschenrohr in der Schlucht südlich des Harzgrabens (GYGI 2000a, Profil RG 429). In diesem Profil ist die obere Grenze des Members verkarstet. Mit gelbem Lehm verfüllte Taschen reichen von der Schichtoberfläche der obersten Schicht Nr. 35 des Members bis hinunter an die Basis dieses 1 m mächtigen oolithischen Kalkes.

Der Kalk des Laufen-Members ist fast überall gut gebankt. Das zeigt die Fig. 35 in GYGI (2000a). Die Lithologie der Kalkbänke ist sehr variabel. Örtlich können die Bänke sehr fossilreich sein (GYGI 2000a, Fig. 19). Alle Übergänge von reinem Mikrit zu Pelmikrit, Oomikrit, Oosparit, Onkolith und dolomitischem Onkolith kommen vor. Im Profil oberhalb von Günsberg (Profil RG 14) ist der aufgeschlossene Teil des Laufen-Members ein kreuzgeschichteter Oosparit. Biostrome von hermatypischen Korallen kommen im Laufen-Member vor, sie sind jedoch nicht häufig. Bänke mit einem hohen Gehalt an grossen Onkoiden treten in diesem Member in verschiedenen alten Lagen als lokale Bildungen auf. ZIEGLER (1956) nannte sie deshalb treffend akzessorische Mumienbänke. Im Profil in der Gemeinde Seehof (Profil RG 419) ist das Laufen-Member durch die Schichten Nr. 82–103 vertreten, welche zusammen ca. 20 m mächtig sind. Dies ist jedoch nicht der genaue Wert, weil das Member dort in zwei Lagen tektonisch leicht verschert ist. Das Member enthält an dieser Stelle Onkoide an der Basis, etwa in der Mitte sowie fast zuoberst.

Im Steinbruch von Gänsbrunnen enthält das Laufen-Member Onkoide ganz unten. Dort haben die Onkoide einen Durchmesser von bis zu 3 cm (GYGI 2000a, Profil RG 430, Taf. 40). Im Anriss des Gschlif oberhalb von Günsberg kommen Onkoide an der Basis des Laufen-Members vor (Schicht 189, Profil RG 14 in GYGI 1969, Taf. 18). In der gleich alten Schicht an der Basis des Holzflue-Members (Profil RG 16) im ehemaligen Steinbruch Von Roll bei Balsthal findet man Onkoide mit einem Durchmesser von bis zu 2,5 cm. Am gegenüber liegenden Fuss des Chluser Roggen fehlen Onkoide in derselben Schicht an der Basis des Holzflue-Members. Onkoide an der Basis des Holzflue-Members erscheinen erst wieder in der Schlucht des Steinibachs nördlich von Balsthal (Profil RG 438, Schichten Nr. 26 und 27). Dort haben sie Durchmesser zwischen 10 und 12 mm (GYGI 2000a, Taf. 44). Im Profil entlang der Strasse in der Mausteren nördlich von Laupersdorf (Profil RG 8) enthält die unterste Schicht des Holzflue-Members Onkoide mit einem Durchmesser von bis zu 32 mm.

Ein Onkolith zuoberst im Laufen-Member ist im Gebiet von Blatt Balsthal möglicherweise durchgehend über eine grössere Distanz verbreitet. Im Anriss des Gschlifs oberhalb von Günsberg entspricht dies der Schicht Nr. 192 des Profils RG 14 (GYGI 1969, Taf. 18). In der Schlucht südlich vom Harzergraben, 1 km NW von Welschenrohr, ist es der oberste Teil der Schicht Nr. 35 im Profil RG 429 (GYGI 2000a, Taf. 39). In der Wolfschlucht 3 km westlich von Herbetswil entspricht dies dem Onkolith der Schicht Nr. 46a des Profils RG 7.

Verena-Member

Das Member ist benannt nach der Einsiedelei St. Verena am oberen Eingang der kleinen Schlucht südlich von Rüttenen (SO). Die Einsiedelei liegt 2 km nördlich der Altstadt von Solothurn. Bei der zur Einsiedelei gehörenden Kapelle sind lediglich die obersten ungefähr 12 m des Verena-Members aufgeschlossen. Direkt über der Kapelle ist die Obergrenze des Members gegen die Reuchenette-Formation als ebene Schichtfuge gut sichtbar (GYGI 2000a, Fig. 36). Weil die mittlere Mächtigkeit des Verena-Members 45 m beträgt, kann der Aufschluss bei St. Verena nur als nominelle Typlokalität des Members gelten. Im Sommer des Jahres 2008 war das Verena-Member im grossen Steinbruch von Gänsbrunnen (Profil RG 431) in seiner gesamten Mächtigkeit tektonisch ungestört und in der typischen Fazies aufgeschlossen. Das Member ist dort ungefähr 59 m mächtig. Das ist wenig mehr, als was im Jahr 1986 bei der Aufnahme des tektonisch gestörten Profils RG 431 (GYGI 2000a, Taf. 40) geschätzt werden konnte. Die Mächtigkeit des Verena-Members im Steinbruch bei Gänsbrunnen ist die grösste, die bis jetzt im ganzen Verbreitungsgebiet gefunden worden ist. Im 3,5 km NE des Steinbruchs bei Gänsbrunnen gelegenen Profil in der Gemeinde Seehof (Profil RG 419), ganz im Westen des Gebiets von Atlasblatt Balsthal, ist das Verena-Member 30,8 m mächtig. Mit dieser sehr starken Abnahme der Mächtigkeit um beinahe die Hälfte über eine kurze Horizontaldistanz ist eine erhebliche synsedimentäre Tektonik doku-

mentiert. Im Profil bei Seehof ist das Verena-Member grösstenteils ein oolithischer bis peloidischer Grainstone von hellbeiger Farbe. Dies ist die Normalfazies des Members. Im Profil bei Seehof kommen im Verena-Member zwei kleine Korallenbioherme vor. Solche sind in diesem Member selten, weil das Wasser über dem grösseren Teil seines Verbreitungsgebietes hypersalin war.

Das Verena-Member ist überall massig ausgebildet und unterscheidet sich dadurch vom meistens deutlich gebankten Laufen-Member im Liegenden (GYGI 2000a, Fig. 35). Das Verena-Member ist selten kreuzgeschichtet, wie das im Scheitel des Gewölbes an der östlichen Flanke der Schlucht von Moutier teilweise der Fall ist. Es wittert mit fast rein weisser bis leicht gelblicher Farbe an, im Gegensatz zum leicht bräunlichen Ton des angewitterten Kalksteins des Laufen-Members, wie beispielsweise in der Schlucht von Moutier. Während der komplizierten Diagenese unter hypersalinem Wasser wurden die Ooide im Verena-Member sehr oft mikritisiert. In solchen Fällen können sie auf einer frischen Bruchfläche kaum erkannt werden. Ohne den Gebrauch einer Lupe kann dann der Eindruck eines mikritischen Kalksteins entstehen. In solchen Gesteinen sind die Ooide auf angewitterten Flächen leichter zu erkennen.

Im Oolith des Verena-Members können grosse, zusammenhängende Bereiche gegen Verwitterung weniger resistent sein als das umgebende Gestein. Deshalb wittern die betreffenden Gesteinspartien in Felswänden als Hohlformen (Balmen) mit geringer Tiefe aus. Die Kapelle von St. Verena steht vor einer solchen Hohlform (GYGI 2000a, Fig. 36). Aufgrund von diesen Höhlungen nannte LANG (1863) das Verena-Member Höhlenkalk. Umgekehrt kommen in den Felswänden über der östlichen Flanke der Schlucht von Moutier im Verena-Member viel grössere, massige und von weitem sichtbare Körper vor, welche wegen ihrer erhöhten Verwitterungsresistenz aus dem umgebenden, normalen Gestein hervortreten. Eine Probe aus einem solchen Körper, entnommen im Scheitel des Gewölbes an der Ostflanke der Schlucht von Moutier, zeigte, dass diese völlig massigen Körper keine Korallenbioherme sind, sondern dass sie wie das Nebengestein aus Oolith bestehen. Die erwähnte Probe aus dem massigen Oolith hatte unter der Lupe eine undeutlich oolithische Textur, während zwei Proben von Oolith ausserhalb vom gleichen massigen Körper eine deutliche Grainstone-Textur aufwiesen. Ammoniten sind im Verena-Member bisher keine gefunden worden. Dank der mineralstratigraphischen Korrelation J und K von F. Persoz in GYGI & PERSOZ (1986, Taf. 1A) kann das Verena-Member mit dem Letzi-Member im Kanton Aargau korreliert und deshalb in die Planula- und in die Galar-Zone eingestuft werden.

Betreffend die Grenze zwischen den Stufen Oxfordien und Kimmeridgien ist hier darauf hinzuweisen, dass GYGI (2000a, Taf. 41) diese Grenze im westlichen Teil des Atlasblattes Balsthal, beispielsweise im Steinbruch nördlich vom Wäberhüsli in seinem Profil RG 433, in der Balsthal-Formation an die Grenze zwischen dem Laufen-Member unten und dem Verena-Member

oben gelegt hat. Diese Grenzziehung hat R. Gygi in einem Manuskript bestätigt, welches im Jahr 2013 dem Swiss Journal of Geosciences zum Druck eingereicht worden ist und gegenwärtig begutachtet wird. Die Publikation der Arbeit ist im Jahr 2015 zu erwarten (GYGI 2015, in Vorb.).

Holzflue-Member

Weil in der Balsthal-Formation östlich des Rüttelhorns oberhalb von Rumisberg (BE) das Laufen-Member und das darüber gelegene Verena-Member nicht mehr voneinander unterschieden werden können, fasste GYGI (1969, S.86) im betreffenden Gebiet die beiden Schichteinheiten unter dem Namen Holzflue-Schichten zusammen. Benannt ist das Holzflue-Member nach der Holzflue nördlich von Balsthal. Diese felsige Erhebung sowie die westlich davon eingeschnittene Schlucht des Steinibachs sind in Figur 8 angeschrieben. Die höchste Erhebung der Holzflue bildet heller, gelblichweisser Oolith mit undeutlich erkennbaren Ooiden des unteren Teils des Holzflue-Members. Über diesem Oolith liegt bei Balsthal eine ungefähr 5 m mächtige Schicht aus massigem mikritischem Kalk (Schicht Nr. 44 in der Schlucht des Steinibachs, Profil RG 438). Am Chluser Roggen südlich von Balsthal (Profil RG 450) ist der entsprechende mikritische Kalk ebenfalls ungefähr 5 m mächtig. In diesem Profil befindet sich die Obergrenze der mikritischen Einlagerung 24 m unter der Obergrenze der Balsthal-Formation. Im Profil am Rüttelhorn (Profil RG 440) trifft man die mikritische Hauptmasse der Schicht Nr. 13 in der entsprechenden Lage an.

Die Mächtigkeit des Holzflue-Members beträgt bei Balsthal 70 m. Die Gesamtmächtigkeit der Balsthal-Formation wurde in der Steinibach-Schlucht (Profil RG 438) mit 91,0 m gemessen (s.o.). Die Aufnahme der Formation am Chluser Roggen (Profil RG 450) ergab die beinahe identische Mächtigkeit von 90,6 m.

Der Ammonit *Lithacosphinctes evolutus* (QUENSTEDT) aus der tiefsten Platynota-Zone, welchen MARTIN (1984) über dem rechten Ufer der Dünnern in der Inneren Klus bei Balsthal 2,6 m unter dem Bodenhorizont (Fig.9) gefunden hat, zeigt an, dass sich die Zeitgrenze Oxfordien/Kimmeridgien knapp unter der Fundschicht dieses Ammoniten befinden muss. B. Martin fand den Ammoniten in der Schicht, welche der Nr.9 im später von R. Gygi gemessenen, unpublizierten Profil RG 439 entspricht.

Das Alter der Grenze zwischen der Balsthal- und der Reuchenette-Formation ist in der Seichtwasserfazies des Kantons Solothurn und im Kanton Jura nur mineralstratigraphisch fassbar. Die mineralstratigraphische Korrelation L von F. Persoz in GYGI & PERSOZ (1986, Taf. 1B) wurde zunächst im Kanton Aargau mit Ammoniten biochronologisch geeicht. Im Profil bei Mellikon (Profil RG 70) im Kanton Aargau fällt der Kaolinitgehalt des Kalksteins an der Obergrenze des Letzi-Members zuoberst in der Villigen-Formation nach oben schroff auf ein Minimum ab (F. Persoz in GYGI & PERSOZ 1986, Fig. 10). Bei Mellikon ist dieses Minimum mit Ammoniten als Platynota-Zone datiert (F. Persoz in GYGI & PERSOZ

1986, Fig. 14). Im untersten Teil des Typusprofils der Reuchenette-Formation, bei Reuchenette, liegt das entsprechende Kaolinit-Minimum innerhalb des Stromatolithen der Schicht Nr. 236 des Profils RG 307 (GYGI & PERSOZ 1986, Fig. 10, und GYGI 2000a, Taf. 22). Die Basis des Stromatolithen mit feinen Trockenrissen und Schrumpfungsporen (Bird's-eyes) liegt bei Péry 3,5 m über der dort sehr gut erkennbaren Basis der Reuchenette-Formation. Östlich vom Gipfel des Rüttelhorns, in einer nach Süden abfallenden Runse im Profil RG 440, liegt die Basis des entsprechenden Stromatolithen ebenfalls 3,5 m über der auch dort sehr deutlich erkennbaren Grenze zwischen dem massigen Holzflue-Member und der deutlich gebankten unteren Reuchenette-Formation. Dies ist aus Taf. 43 in GYGI (2000a) ersichtlich. Der Stromatolith aus dem oberen Gezeitenbereich im Profil RG 440 ist die 0,6 m mächtige Schicht Nr. 20. Dieser Stromatolith ist wellig laminiert und enthält zahlreiche Bird's-eyes. Die nach dem Auftauchen und der Verfestigung (Lithifizierung) des Stromatolithen erodierte, bucklige Oberfläche der Schicht Nr. 20 hat ein Relief von bis zu 15 cm und kappt die obersten Laminae. Stromatolithen aus dem oberen Gezeitenbereich wurden in der entsprechenden Position in vielen anderen Profilen im Kanton Solothurn gefunden, wie zum Beispiel im südlichsten Teil des Steinbruchs von Gänsbrunnen.

Das zeitliche Äquivalent des Stromatolithen aus dem Gezeitenbereich am Rüttelhorn ist in der Region von Balsthal ein leicht mergeliger Bodenhorizont mit Kalkknollen (Caliche). Fig. 9 ist die Foto dieses Paläobodens bei der Inneren Klus. Der Bodenhorizont bildete sich nach einer lokalen Hebung, durch welche der aragonitische Kalksand in der obersten Balsthal-Formation auftauchte und beim Einsickern von Regenwasser zementiert wurde. Bei fortdauernder Hebung wurde dieses Gestein auf einer unebenen Fläche bis in eine Tiefe von mindestens 4 m erodiert.

i7 Reuchenette-Formation

Das Typusprofil der Formation befindet sich im Ortsteil Reuchenette der Gemeinde Péry (BE). Weder die Basis noch die Obergrenze der Formation können bei Péry biochronologisch definiert werden, weil die Formation dort durchwegs aus Kalkstein besteht, welcher in sehr seichtem Wasser oder sogar im Gezeitenbereich abgelagert worden ist. Die Obergrenze der Formation liegt nach MOUCHET (1995, S. 9) nicht weit unter der Zeitgrenze Kimméridgien/Tithonien. Im Profil im Steinbruch nördlich des Wäberhüsli bei Oberdorf (SO) beginnt die Reuchenette-Formation unten mit der Schicht Nr. 16 (Profil RG 433, GYGI 2000a, Taf. 41). In diesem Profil kann man die Obergrenze der Reuchenette-Formation an der oberen Schichtgrenze der Kalkbank Nr. 51 ziehen. Bei Oberdorf (SO) ist die so gefasste Reuchenette-Formation 46 m mächtig. Wie unten aufgrund eines Ammoniten aus einem Profil in der Stadt Solothurn gezeigt wird, ist diese Obergrenze der Reuchenette-Formation in der Umgebung der Stadt Solothurn etwas älter als



Fig. 9: Bodenhorizont an der Basis der Reuchenette-Formation am rechten Ufer der Dünnern, Innere Klus bei Balsthal gegenüber Schloss Alt Falkenstein (Koord.2618.900/1239.595). Über einer terrestrischen Erosionsfläche mit buckligem Relief liegen in einer leicht mergeligen Grundmasse Knollen und Blöcke von Caliche mit einem Durchmesser von bis zu 40 cm. Foto D. Kälin 2010.

die Grenze Kimméridgien/Tithonien. Die grösste auf dem Gebiet von Blatt Balsthal gemessene Mächtigkeit von 49,4 m erreicht die Reuchenette-Formation im Profil in der Schlucht südlich des Harzergrabens NW von Welschenrohr (Profil RG 429, GYGI 2000a, Taf.3). In diesem Profil ist die Formation durch mehrere Scherflächen tektonisch geringfügig gestört. Die Obergrenze der Formation ist dort nicht sichtbar. Am Chluser Roggen südlich von Balsthal, auf der Ostflanke des eozänen Bruchs, welcher zwischen dem Pkt.702 und Pkt.752 ungefähr in Richtung Nord-Süd verläuft, ist der dort erhaltene Teil der Reuchenette-Formation fast genau 50 m mächtig.

Die Gesteine der fast rein karbonatischen Reuchenette-Formation variieren zwischen primärem Kalk und dolomitischem oder dedolomitiertem Kalk. Im Steinbruch nördlich vom Wäberhüsli bei Oberdorf (SO), im Profil RG 433 (GYGI 2000a, Taf.41), sind im untersten Teil der Formation Onkoide häufig. Die Bankung ist in der Formation sehr unterschiedlich. Südlich von Aedermannsdorf, an

der Ostflanke des Rüttelhorns zuoberst im Horngraben, ist der dort erhaltene, unterste Teil der Formation ziemlich regelmässig dickbankig. Südlich von Balsthal, östlich des grossen eozänen Bruches am Chluser Roggen, besteht die ganze dort erhaltene Reuchenette-Formation aus massigem Kalk (GYGI 2000a, Fig. 37). Makrofossilien sind in der Reuchenette-Formation selten, jedoch häufig im Profil in der Steinibach-Schlucht. Hermatypische (riffbildende) Korallen kommen dort in Biostromen von der Schicht Nr. 58 an bis hinauf in die Schicht Nr. 67 vor (GYGI 2000a, Taf. 44). In diesem Profil sind die Korallen von Muscheln und Schnecken begleitet. *Cladocoropsis* sp. (GYGI 2000a, Fig. 18) kommt im Profil nördlich des Wäberhüslis bei Oberdorf (SO) durch die ganze Reuchenette-Formation hindurch vor (Profil RG 433, GYGI 2000a, Taf. 41). Dieser taxonomisch nicht eindeutig einzuordnende Organismus zeigt einen marginalmarinen Ablagerungsraum an. Neri-neide Gastropoden sind im Profil bei Oberdorf (Profil RG 433) ganz oben in der Reuchenette-Formation sehr zahlreich und sind dort möglicherweise gleich alt wie jene in der Grenznerineenbank zuoberst in der Reuchenette-Formation bei Péry (BE).

Einen schlecht erhaltenen, aber doch bestimmbareren *Aulacostephanus pusillus* ZIEGLER fand WIEDENMAYER (1923, S. 5) am Rand eines Weges oberhalb des Hofes Chien südlich von Laupersdorf im obersten Teil der Reuchenette-Formation. Der Ammonit ist in GYGI (1995, Fig. 17/3a–b) abgebildet. Nach B. ZIEGLER (1962) kommt diese Art in der oberen Mutabilis- (hier Acanthicum-Zone) und in der unteren Eudoxus- (hier Caletanum-Zone) des Kimméridgiens vor. Der Ammonit *Aulacostephanus autissiodorensis* (COTTEAU) wurde im Steinbruch Bargetzi bei Kreuzen am nördlichen Stadtrand von Solothurn gefunden (GYGI 1995, Fig. 24 und 2012, Fig. 7.6). Nach dem Material des Steinkerns zu schliessen, stammt der Ammonit aus dem untersten Teil des unbenannten dünnbankigen mikritischen Kalkes, welcher in der Stadt Solothurn direkt über dem Solothurner Schildkrötenkalk liegt. HANTZPERGUE (1989) ordnete die betreffende Art der unteren Autissiodorensis-Zone zu und damit dem obersten Kimméridgien im Sinn von GRADSTEIN et al. (2012, Fig. 26.8).

Solothurner Schildkrötenkalk

Der «calcaire à Tortues de Soleure» (GRESSLY 1838–41, S. 157) ist eine besondere lokale Fazies in der obersten Reuchenette-Formation, welche sich von Rüttenen nach Westen über die Stadt Solothurn bis in den östlichen Steinbruch der Steingrueben an der Westgrenze des Gemeindebanns von Oberdorf (SO) verfolgen lässt. Nach LANG & RÜTIMEYER (1867, S. 11) ist die Einheit bei Solothurn 11 m mächtig. Als Typuslokalität des Members können die alten Steinbrüche im nördlichen Stadtteil Kreuzen von Solothurn gelten, welcher auf der Landeskarte 1:25 000 auch als Steingruben benannt ist. Dort lässt sich nicht ermitteln, wie hoch die Basis des Schildkrötenkalks über der Basis der Reuchenette-Formation liegt. Im Steinbruch nördlich des Wäberhüslis NW von Oberdorf (Profil RG 433) be-

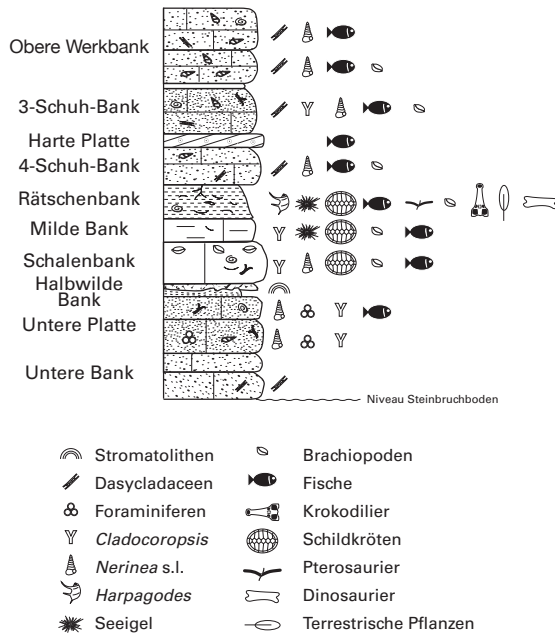


Fig. 10: Profil des Solothurner Schildkrötenkalks mit Bezeichnung der einzelnen abgebauten Schichten. Reproduziert aus MEYER & THÜRING (2009).

ginnt das Äquivalent des Solothurner Schildkrötenkalks mit der Schicht Nr. 46 des Profils, also 38,6 m über der Basis der Reuchenette-Formation. In diesem Profil kommen im Äquivalent des Schildkrötenkalkes marine Gastropoden, vor allem *Nerineiden* vor, sowie Brachiopoden und *Cladocoropsis* sp.

Die meisten Schildkröten aus dem Solothurner Schildkrötenkalk sind nach MEYER (1994) früher in der so genannten Rätschenbank gefunden worden. Die Funde sind von LANG & RÜTIMEYER (1867), RÜTIMEYER (1873) und BRÄM (1965) beschrieben worden. In den Jahren 1986–1989 wurde in einem von MEYER (1994) nicht näher bezeichneten Steinbruch nördlich der Kirche St. Niklaus SE von Rüttenen die Rätschenbank ausgegraben. Die Echinodermen, Brachiopoden, nerineiden Gastropoden und Muscheln aus dieser Grabung dokumentieren einen sehr seichten marinen Ablagerungsraum (MEYER 1994, S. 234, MÜLLER 2011).

Im 1 km weiter westlich gelegenen, östlichen Steinbruch der Steingrueben ganz im Westen des Gemeindebanns von Oberdorf (SO), wurde das Profil RG 434 aufgenommen, welches in GYGI (2000a, Taf. 42) dargestellt ist. Die obere Schichtfläche der Schicht Nr. 17 dieses Profils lag damals auf einer grossen Fläche frei,



Fig. 11: Schildkröte (*Eurysternum* sp.) aus der Rätchenbank des Solothurner Schildkrötenkalks. Ansicht von Bauch- und Rückenpanzer. Steinbruch Zetter, St. Niklaus (Koord. 2607.720/1230.180). Foto C. A. Meyer.

während die Schicht als Zierstein abgebaut wurde. Die Kalkbank Nr. 17 ist unten ein peloidischer Packstone bis Grainstone und oben ein bioarenitisch bis peloidischer Packstone mit vereinzelt kleinen, geschwärzten Lithoklasten. Dieses Gestein enthält sehr viele nerineide Gastropoden und wenig terebratulide Brachiopoden und ist folglich ein marines Sediment aus sehr seichtem Wasser. Es enthält an seiner Oberfläche sehr gut erhaltene Dinosaurierfährten (MEYER 1990, 1993). Die grössten Fussabdrücke auf der rund 10 000 m² messenden Schichtfläche erreichen einen Durchmesser von 70 cm. Diese Fussabdrücke waren von wurstförmigen Wülsten umringt. Der Durchmesser der Wülste schwankte zwischen 6 und 8 cm.

i₈ Twannbach-Formation

HÄFELI (1966, S. 580) benannte die Formation nach einer Schichtfolge in der Schlucht des Twannbachs, welcher bei Twann in den Bieler See mündet. In der Stadt Solothurn und in ihrer Umgebung ist die tiefste Einheit der Twannbach-Formation eine Folge von dünnbankigem mikritischem Kalk. Am nördlichen Rand der Stadt Solothurn ist diese charakteristische Einheit nur teilweise erhalten. Etwas vollständiger ist die Einheit in der kleinen Schlucht des Chesselbachs östlich von Oberdorf (SO) sowie im Steinbruch nördlich des Wäberhüsli und im östlichen Bruch der Steingrueben westlich von Oberdorf. Die Mächtigkeit der dünnbankigen Folge beträgt im Profil RG 433 im Steinbruch nördlich des Wäberhüsli 5,6 m und im Profil RG 434 im östlichen Steinbruch der Steingrueben 8,65 m (GYGI 2000a, Taf. 41 und 42). Die Farbe der Kalkbänke in dieser Folge wechselt zwischen graublau und graubeige. In den Bänken sind Grabgänge mit einem Durchmesser von rund 1 cm häufig. In mit Sediment gefüllten Grabgängen hat die Füllung eine hell rostbraune bis hell karminrote Farbe. Die Begrenzung der gefüllten Grabgänge ist unscharf. In leeren Grabgängen sind die Wände mit einer Kalzittapete ausgekleidet (Schicht Nr. 26 des Profils RG 434). Der Ammonit *Aulacostephanus autissiodorensis* (COTTEAU), welcher im Steinbruch Bargetzi im nördlichen Stadtteil Kreuzen von Solothurn im untersten Teil der dünnbankigen Schichtfolge gefunden worden ist, dokumentiert den obersten Teil der Stufe des Kimméridgiens. Im östlichen Steinbruch der Steingrueben westlich von Oberdorf, im Profil RG 434, liegt über der dünnbankigen Abfolge eine 14,2 m mächtige Folge von teilweise sehr dickbankigem mikritischem Kalkstein. Im Profil RG 433 nördlich des Wäberhüsli ist die entsprechende, dickbankige Folge rund 15 m mächtig.

HÄFELI (1966) fand in seinem Untersuchungsgebiet in der Twannbach-Formation keine Ammoniten. HÄFELI (1966, S. 587) erwähnte aber einen Ammoniten der Gattung *Gravesia*, welcher nördlich von Bözingen bei Koord. 2586.890/1222.770, etwa 35 m über der Grenznerineenbank gefunden worden sei. Die Grenznerineenbank ist in der Region von Biel die oberste Schicht der Reuchette-Formation.

PALÄOGEN - NEOGEN

Eozän - Frühes Oligozän

e Siderolithikum

Die siderolithischen Gesteine wurden unter Verwitterung der jüngsten Malmschichten, evtl. auch kreidezeitlicher Schichten, in einem subtropisch-semiariden Klima gebildet (WULLSCHLEGER 2005). Ihr Vorkommen beschränkt sich in der Regel auf Taschen- und Spaltenfüllungen im Malm und Linsen von meist geringer Ausdehnung über der verkarsteten Malmoberfläche. Im Gebiet von Atlasblatt Balsthal treten die siderolithischen Bildungen z.T. auch flächenhaft auf, was vor allem im Dünnerntal zu einem verbreiteten Abbau von Bohnerz führenden Lagen führte (BAUMBERGER 1923a). Die siderolithischen Bildungen im Gebiet von Atlasblatt Balsthal treten in Form von Boluston, Bohnerz, Huppererde und, seltener, auch als Süsswasserkalk oder Konglomerat auf. An der Basis des Siderolithikums, am Übergang zu den Schichten des Malms, können Lagen von in situ verwitterten Malmkalkblöcken auftreten.

Detaillierte Angaben zum Abbau und den gefördert Mengen der Bohnerze finden sich in BAUMBERGER (1923a, s.a. Mineralische Rohstoffe).

Auflagerungsverhältnisse

Im SW des Kartengebietes, im Südschenkel der Weissenstein-Antiklinale, lagert das Siderolithikum der Twannbach-Formation auf, während sie im NE, bei Balsthal, dem tieferen Anteil der dort nur noch geringmächtig vorhandenen Reuchenette-Formation aufliegt. Die Mächtigkeit der jeweils vorliegenden siderolithischen Bildungen variiert auf kürzeste Distanz. Südlich von Balsthal, in der Erzmatt, treten siderolithische Bildungen grossflächig und in grösserer Mächtigkeit auf. Am Südfuss der Holzflue, ca. 1,5 km weiter nördlich, lagert die Elsässer Molasse direkt der oberflächlich verkarsteten Reuchenette-Formation auf (vgl. Fig. 18). Diese enthält nur noch kleinere Taschen mit Siderolithikum. Die eozäne Karstbildung erreichte z.T. beträchtliche Tiefen. So findet sich an der Balmsbergstrasse auf der Nordseite des Weissensteins (Koord. 2607.465/1235.485) eine Bolustasche nur ca. 30–35 m über dem Dach des Effingen-Members, und am Waldweg südlich Bächle (Koord. 2604.200/1238.165, Taf. III, Profil 7) reichen vereinzelte dünne Bolusgänge ebenfalls tief in die Günsberg-Formation. Speziell zu erwähnen ist eine eozäne Kluftfüllung bei La Sonnenberg (Koord. 2604.090/1241.240), die sogar die Pichoux-Formation erreichte (Fig. 12).

Der beste heute noch zugängliche Aufschluss in siderolithischen Bildungen befindet sich bei der Lokalität Hintere Malsen westlich von Welschenrohr (Koord. 2604.585/1236.660, Fig. 13). Weitere gute Aufschlüsse befinden sich entlang der Strasse von Herbetswil auf die Schmidematt (Koord. ca. 2609.230/1236.390).

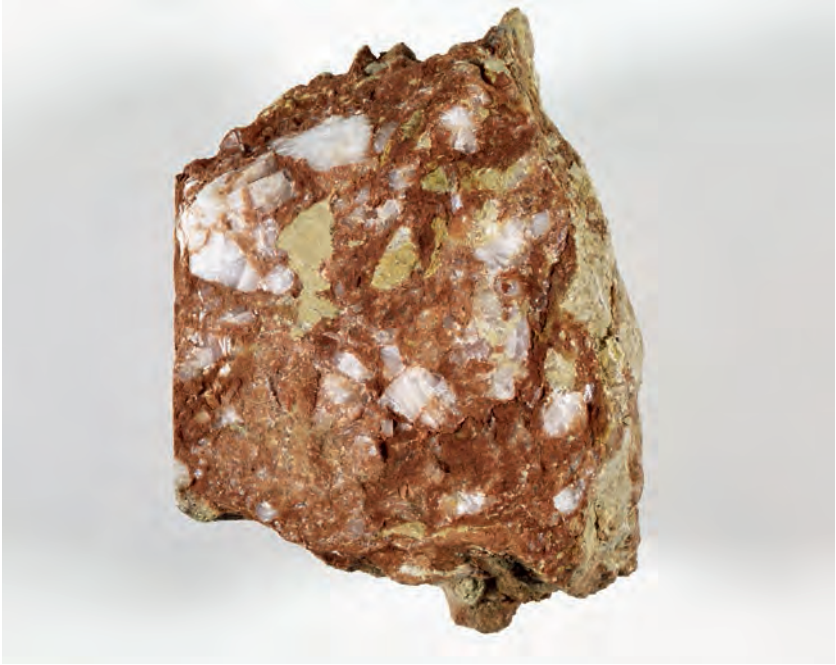


Fig. 12: Eozäne Kluftfüllung von La Sonnenberg SE Vermes (Koord. 2604.090/1241.240). Die gerade Fläche links stellt die Begrenzung gegen die Kluftwand dar. Breite des Gesteinsstücks ca. 5,5 cm. Foto D. Fischer 2013.

Alter und Fossilführung

Aus dem Gebiet von Atlasblatt Balsthal sind aus den siderolithischen Bildungen keine Säugetierfunde bekannt, die eine Alterseinstufung ermöglichen würden. Zwar berichtet STEHLIN (1903) über *Palaeotherium*-Funde durch F. Hugli in den St.-Verena-Steinbrüchen bei Solothurn, doch fehlt eine neuere Bearbeitung des Fundmaterials. Aus dem Gebiet der benachbarten Atlasblätter Moutier, Murgenthal und Aarau hingegen sind Säugetierfunde aus Karstspalten bekannt, die den Zeitraum des Mittleren und Späten Eozäns belegen (z. B. Egerkingen $\alpha + \beta$ [MP 14], La Verrerie de Roches [MP 16], Gösgen-Kanal [MP 18]). Mit der Datierung des Süßwasserkalks von Oberdorf ins früheste Oligozän (s. u.) weisen die darüberliegenden geringmächtigen siderolithischen Bildungen ebenfalls ein oligozänes Alter auf. Dass die jüngsten siderolithischen Bildungen ein frühestoligozänes Alter aufweisen könnten, wurde bereits mit der Analyse der verschiedenen Säugetierführenden Spaltenfüllungen von Dielsdorf angedeutet (ROSSELET 1991).



Fig. 13: Aufschluss in siderolithischen Bildungen bei der Lokalität Hintere Malsen westlich von Welschenrohr (Koord. 2604.585/1236.660). Foto D. Kälin 2009.

01k Süswasserkalk

Beim Bau des Richtstollens am Südportal des Weissensteintunnels wurde über der Twannbach-Formation und innerhalb der Schichten des Siderolithikums eine ca. 30 m mächtige Kalklage angetroffen, die zunächst als Twannbach-Formation interpretiert wurde (BUXTORF et al. 1908). Durch Funde von Süswassergastropoden («*Limnaea ostrogallica*») und von Characeen («*Chara helicteres*») wurde dem Kalk durch ROLLIER (1910) danach ein eozänes Alter zugewiesen. Nach neueren Funden von Characeen, die durch P.-O. Mojon bestimmt wurden, ist der erwähnte Süswasserkalk dem Frühen Oligozän, der Basis des Rupéliens, zuzuordnen. Drei dünne Lagen von Mergel (im unteren Teil) und Kalkstein (im oberen Teil) lieferten die Characeen *Harrisichara tuberculata*, *Nitellopsis (Tectochara) latispira* (sehr häufig), *Rhabdochara* gr. *stockmansi-major* und *Sphaerochara* gr. *headonensis-parvula*. Sie belegen die Harrisichara-tuberculata-Superzone und die Stephanochara-vectensis/pinguis-Zone, welche MP20–MP21 entsprechen (BERGER 1992, REICHENBACHER et al. 1996, WEIDMANN et al. 2014). Charakteristisch für den Süswasserkalk von Oberdorf ist, dass er (ähnlich wie der Moutier-Süswasserkalk, ANTENEN 1973) von siderolithischen Bildungen sowohl unter- als auch überlagert wird.

Der Süswasserkalk ist an mehreren Stellen gut aufgeschlossen, am besten unmittelbar nördlich oberhalb des Südportals des Weissensteintunnels (Koord. 2604.140/1231.830), wo er eine gut erkennbare, scharfe Geländekante bildet.

Im Profil des Weissensteintunnels (BUXTORF et al. 1908) wurde an dessen Südportal innerhalb des Siderolithikums eine weitere Kalklage angetroffen, die ursprünglich als «Portlandien II» interpretiert wurde und deshalb das Vorliegen von Überschiebungen erforderte. Wahrscheinlich entspricht aber auch diese Kalklage einer autochthonen Süswasserbildung innerhalb des Siderolithikums.

Krustenkalk der Erzmatt

BAUMBERGER (1923a, S. 11) erwähnt erstmals das Vorkommen eines Süswasserkalkes in den siderolithischen Bildungen der Erzmatt südlich Balsthal. Es handelt sich um einen Krustenkalk, der grosse eingelagerte Limonitkonglomerationen enthält (Fig. 14, Titelbild Erläuterungen). Anstehend ist dieser Kalk nicht aufzufinden, offenbar handelt es sich um Abraumreste, die beim grossflächigen Abbau zur Gewinnung von Eisenerz (BAUMBERGER 1923a) im 19. Jahrhundert anfielen.

Daubrée-Konglomerat

STAEHELIN (1924, S. 4) erwähnt ein Vorkommen von Daubrée-Konglomerat bei Lirenrain (Koord. 2608.395/1232.115) am NE-Ende der Verena-Struktur. Heute ist dieses Vorkommen in der teilweise überwachsenen Grube nicht mehr anstehend vorzufinden.

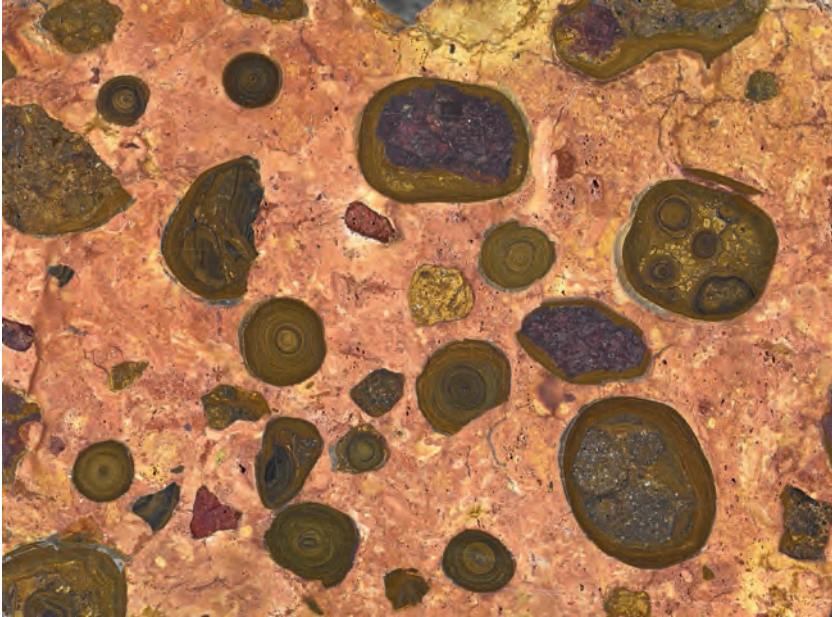


Fig. 14: Anschliff des Bohnerzkügelchen führenden Krustenkalkes der Erzmatt südlich von Balsenthal (Koord. ca. 2620.040/1240.065). Bildbreite ca. 5 cm. Foto D. Fischer 2014.

o_{1S} *Bräunlichrote Bolustone, z.T. mit Bohnerz*

Beim Bau des Richtstollens am Südportal des Weissensteintunnels wurde über dem oligozänen Süßwasserkalk (**o_{1k}**) nochmals eine ca. 10 m mächtige Abfolge von bräunlichrotem bis braunem Ton mit vereinzelt Bohnerzkörnern angetroffen (ROLLIER 1910). Mit der Datierung des Süßwasserkalks von Oberdorf ins Frühe Oligozän (s.o.) weisen die darüberliegenden geringmächtigen siderolithischen Bildungen ebenfalls ein oligozänes Alter auf.

Oligozän–Miozän

Untere Süswassermolasse

Zur Zeit der Ablagerung der Unteren Süswassermolasse (USM) befand sich das Gebiet von Atlasblatt Balsthal in der nördlichen Randzone des damaligen Molassebeckens, gleichzeitig aber auch am Ostrand der Raurachischen Senke (BAUMBERGER 1927). Diese den zukünftigen Faltenjura querende Depression ermöglichte den Transport alpiner Feinsedimente nach Norden bis in das Elsass (vgl. KUHLEMANN et al. 1999, BERGER et al. 2005). Die Lage am Ostrand der Raurachischen Senke äussert sich in einer diskordanten Auflagerung der Molasse, d.h. der mesozoischen Unterlage lagern ostwärts sukzessiv jüngere Schichten der USM auf (vgl. BAUMBERGER 1927, Taf. XIX, GANDER 2013).

Basisbildungen der Unteren Süswassermolasse

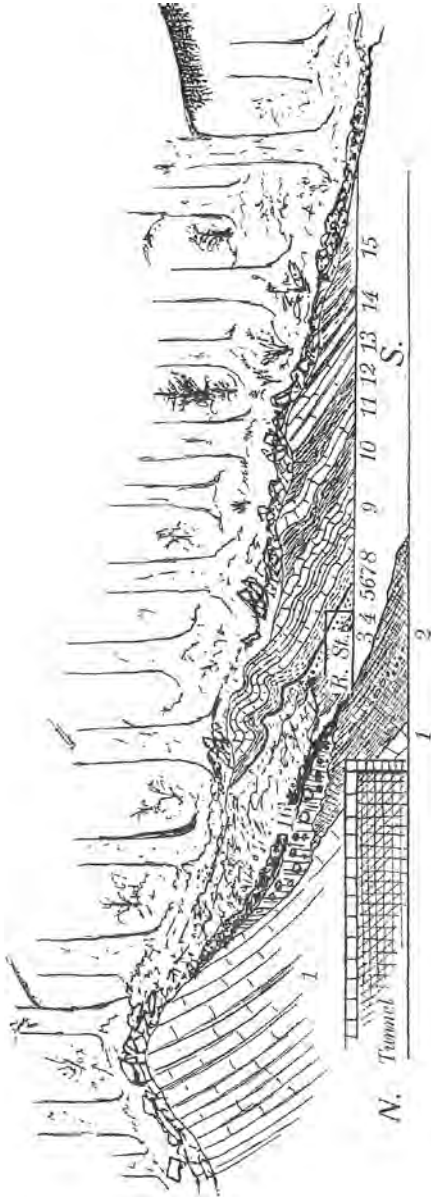
Nach der Ablagerung der siderolithischen Bildungen und vor dem Einsetzen der fluviatilen Elsässer Molasse kam es in lokalen Senken zur Ablagerung von Seesedimenten (Süswasserkalk und -mergel, z.T. Sapropelit).

Beim Bau des Richtstollens am Südportal des Weissensteintunnels wurde über den Schichten des Siderolithikums eine ca. 7 m mächtige fossilreiche Wechsellagerung von Süswasserkalk und Mergel erschlossen (SCHMIDT 1904, ROLLIER 1905, BUXTORF et al. 1908, ROLLIER 1910, vgl. Fig. 15). Dieses Vorkommen ist in der geologischen Karte als Süswasserkalk i. Allg. verzeichnet.

ROLLIER (1905) erwähnt aus der fossilreichen Wechsellagerung von Süswasserkalk und Mergel am Südportal des Weissensteintunnels neben Funden von gut erhaltenen fossilen Fischen (Fig. 16), die später von LERICHE (1927) und GAUDANT (1977) beschrieben und abgebildet wurden, auch Funde von Characeen. Neufunde von Characeen aus der Schicht Nr. 9 (nach ROLLIER 1910) ermöglichten P.-O. Mojon eine Datierung in die *Rhabdochara-major-Zone* (*Rhabdochara gr. stockmansi-major* und *Rhabdochara gr. praelangeri-major*), welche MP22 (frühes Oligozän, Rupélien) entspricht.

03 Elsässer Molasse

Der Begriff Elsässer Molasse (Molasse alsacienne) stammt von ROLLIER (1893), der ihn von ihrem Auftreten im südlichen Elsass ableitet. Er beschrieb sie wie folgt: «La Molasse alsacienne est bien caractérisée minéralogiquement par des paillettes de muscovite, très nombreuses et souvent très grandes (1–2 mm²)». Aufgrund der gelegentlichen Funde von fossilen Blättern bürgerte sich auch der Name «Blättermolasse» ein. Neben dem für die Elsässer Molasse typischen glim-



- | | |
|--|--|
| <p>16 Braune Verwitterungserde, mit grossen alpinen Erratikern</p> <p>15 Sandiger Mergel</p> <p>14 Kohliger Mergel mit Planorbiden, Limnaea und Heliciden</p> <p>13 Süswasserkalk mit mergeligen Zwischenlagen</p> <p>12 Graugrünliger Mergel</p> <p>11 Grauer Süswasserkalk</p> <p>10 Graubläulicher Mergel</p> <p>9 Weisslicher bis rosafarbener Süswasserkalk, mit Hydrobrien und Characeen</p> | <p>8 Gräulicher oder bläulicher Mergel, mit zwei dünnen Dysodillagen</p> <p>7 Dünne Süswasserkalkbank</p> <p>6 Dysodil mit Fischresten</p> <p>5 Graugrüner Mergel mit Pisolithen</p> <p>4 Mergeliger Kalk mit Pisolithen</p> <p>3 Gräulicher toniger Mergel</p> <p>2 Brauner Tonstein mit Linsen von limonitischen Körnern</p> <p>1 Gelblicher Süswasserkalk mit Limnaea und Characeen</p> |
|--|--|

Fig. 15: Profil der fossilreichen Wechsellagerung von Süswasserkalk und Mergel am Südportal des Weissensteintunnels (aus ROLLIER 1910).



Fig. 16: Fossiler Fisch (*Dapalis macrurus* AGASSIZ, 1834) aus der Wechsellagerung von Süßwasserkalk und Mergel am Südportal des Weissensteintunnels. Schicht Nr. 6 nach ROLLIER (1910, s. Fig. 15). Sammlung Naturmuseum Solothurn. Foto S. Thüring 2014.

merreichen Sandstein besteht sie zu einem grossen Teil auch aus Mergel und Siltstein und enthält gelegentlich Lagen von Süßwasserkalk. Drei bedeutendere Süßwasserkalkniveaus sind als selbständige Member ausgeschieden worden: Oensinger, Matzendörfer und Delsberger Süßwasserkalk (BAUMBERGER 1927, vgl. Fig. 17). Der Oensinger Süßwasserkalk dürfte dabei dem Niveau des Wynauer Süßwasserkalkes entsprechen (BITTERLI et al. 2011).

Ein ebenfalls charakteristisches Merkmal der Elsässer Molasse ist, dass sie mehrheitlich sehr schlecht aufgeschlossen ist. Zwar lässt sie sich aufgrund des Glimmergehalts in den Äckern und Böden gut nachweisen. Zahlreiche Bohrungen haben jedoch ergeben, dass die Elsässer Molasse oberflächlich stark verwittert, verrutscht und versackt ist. Oftmals umfassen diese Deckschichten mehrere Meter Mächtigkeit, ehe «gesunder» Fels angetroffen wird. Dieses Phänomen ist hauptsächlich ausserhalb des Maximalstandes der letzteiszeitlichen Gletscher zu beobachten und dürfte darauf zurückzuführen sein, dass die Molasse in diesen Gebieten über einen sehr langen Zeitraum der Verwitterung ausgesetzt war. In der kartographischen Darstellung wurde diesem Umstand damit Rechnung getragen, dass die Elsässer Molasse i. Allg. mit einem Kreuzraster dargestellt wurde. Wo die Elsässer Molasse tatsächlich ansteht, wurde sie mit einer Vollfarbe dargestellt.

Epoche	Gruppe	MP-/MN-Einheiten	Datierte Fundpunkte	N	S
Miozän	Obere Süswassermolasse	MN 7 MN 6		Bois-de-Raube-Formation	
		MN 5	Vermes 2 (MN 5) Vermes 1 (MN 5)	Vermes-Süswasserkalk und -mergel ? Helicidenmergel	
	Obere Meeresmolasse	MN 4		St.-Gallen-Formation	
		MN 3		Schichtlücke	Luzern-Formation
Oligozän	Untere Süswassermolasse	MP 30 MP 29	Laupersdorf-Güggelhof (MP 30)	Delsberger Süswasserkalk	
			Welschenrohr-Brisenmatt (MP 28–MP 29)	Kalksandsteinserie «Untere bunte Molasse»	
			Balsthal-Bännli (MP 28)	Matzendörfer Süswasserkalk	
		MP 27	Balsthal-Holzflue (MP 27)	Aarwanger Molasse	
		MP 26	Oensingen 11 (MP 26)	Oensinger bzw. Wynauer Süswasserkalk	
	MP 22	Balm (MP 22)	Fossilreiche Süswasserkalke und -mergel		
Eozän	Siderolithikum	MP 20–MP 21		Süswasserkalk von Oberdorf	
				Boluston, Bohnerz, Huppererde, Krustenkalk ? Conglomérat de Daubrée	

Fig. 17: Stratigraphische Übersicht über die paläogenen und neogenen Ablagerungen im Gebiet von Atlasblatt Balsthal. MP = Mammals of the Paleogene, MN = Mammals of the Neogene.



Fig. 18: Auflagerung von typischer Elsässer Molasse (links) auf steilstehende, rheintalisch geklüftete, oberflächlich verkarstete und verwitterte Reuchenette-Formation am Südfuss der Holzflue bei Balsthal (Koord. 2619.910/1241.195). Foto D. Kälin 2012.

Die besten Aufschlüsse von Elsässer Molasse finden sich derzeit im Bach SW von Welschenrohr, der vom Schafmatthof nach NE zur Hauptstrasse führt (Koord. 2604.470/1235.435). Vor allem auf der Südseite des Baches sind graubeger mergeliger Sandstein, bituminöser Mergel und dünne Süswasserkalklagen aufgeschlossen. Ein weiterer kleiner Aufschluss am Fuss der Holzflue bei Balsthal (Koord. 2619.910/1241.195, Fig. 18) zeigt die direkte Auflagerung der Elsässer Molasse auf rheintalisch geklüftete, oberflächlich verkarstete und verwitterte Reuchenette-Formation.

Die Elsässer Molasse des Gebiets von Atlasblatt Balsthal hat mehrere Säugetierfundstellen geliefert, die eine biostratigraphische Einstufung erlaubten. Die von ERNI (1941) vom Südfuss der Balmfluh beschriebene Säugetierfundstelle Balm liegt wahrscheinlich in einer vergleichbaren Wechsellagerung von fossilreichem Süswasserkalk und -mergel, wie sie beim Südportal des Weissensteintun-

nels aufgefunden wurde (ROLLIER 1910). Die Säugetierfundstelle Balm wird in MP22 eingestuft (ENGESSER & MÖDDEN 1997); sie liefert ein lokales Maximalalter für die Basis der Elsässer Molasse.

Ein bereits von STEHLIN (1914) aufgeführter Fund eines Wiederkäuerunterkiefers aus der Umgebung von Welschenrohr (der genaue Fundpunkt ist nicht bekannt) wurde von MENNECART (2012) neu bearbeitet und als *Lophiomeryx mouchelini* bestimmt. Die stratigraphische Reichweite dieses Taxons wird von MENNECART (2012) als MP21 bis frühes MP24 (Rupélien) angegeben.

Beim Bau des Grenchenbergtunnels (Atlasblatt Moutier) wurde in dessen südlichem Abschnitt in der dort mergelig ausgebildeten Elsässer Molasse eine kleine Säugetierfauna geborgen (Grenchen 1, STEHLIN 1914, BUXTORF & TROESCH 1917). Grenchen 1 wird in MP24 eingestuft; aufgrund der unklaren tektonischen Verhältnisse ist aber nicht erkenntlich, wo sich Grenchen 1 bezüglich der Grenze Siderolithikum / Elsässer Molasse befindet.

Wenig nördlich des Gebiets von Atlasblatt Balsthal lieferte die Fundstelle Dürrenberg (Blatt Passwang) auf der Südseite der gleichnamigen Antiklinale eine Fauna von ebenfalls MP24-Alter (KÄLIN 2013). Sie datiert dort die Basis der Elsässer Molasse.

Nördlich von Oensingen bildet der Oensinger Süsswasserkalk (s.u.) die Basis der Elsässer Molasse; er lieferte eine reiche Säugetierfauna von MP26-Alter (ENGESSER & MÖDDEN 1997). Nördlich von Mümliswil, bereits ausserhalb des Kartenperimeters, zwischen den Höfen Hard und Heiterberg, befindet sich in ähnlicher geologischer Situation wie in Oensingen eine Süsswasserkalkabfolge an der Basis der Elsässer Molasse. Sie lieferte eine diverse Säugetierfauna (Mümliswil-Heitersberg) von ebenfalls MP26-Alter (STEHLIN 1922, ENGESSER & MÖDDEN 1997).

Am Südfuss der Holzflue bei Balsthal (Koord. 2619.910/1241.195) lagert die Elsässer Molasse direkt der oberflächlich verkarsteten und verwitterten Reuchette-Formation auf (Fig. 18). Die Basisbildung der Elsässer Molasse, ein stark glimmerhaltiger mergeliger Sandstein mit zahlreichen Knochenbruchstücken und gelegentlich *Unio* sp. (Flussmuschel), lieferte eine reiche und diverse Säugetierfauna. Sie ist altersmässig vergleichbar mit derjenigen von Wynau 1 (ENGESSER & MÖDDEN 1997) und kann in eine frühe MP27 (Chattien) eingestuft werden.

STEHLIN (1914) führt in seinem Verzeichnis die heute überwachsene Lokalität «Bännli bei Balsthal» auf (Koord. 2620.490/1240.120) und listet einige Säugetierarten auf: *Archaeomys* cf. *laurillardi*, *Issiodoromys quercyi*, *Caenotherium* cf. *cartieri*, *Amphitragulus* sp. MENNECART (2012) bestimmte den *Amphitragulus*-Unterkiefer neu als «*Amphitragulus*» *quercyi* und gibt für die Fundstelle Balsthal-Bännli ein MP28-Alter an (jüngeres Chattien).

Im Bachtobel südlich der Brisenmatt (SW Welschenrohr) konnten aus zwei Mergellagen zahlreiche Otolithen isoliert werden. Der tiefere Horizont Welschenrohr 1 lieferte folgende Arten (Bestimmung B. Reichenbacher): *Dapalis rhomboidalis*, *Dapalis* cf. *carinatus*, *Paleolebias symmetricus*. Der höhere Horizont Wel-

schenrohr 2 lieferte eine reiche Fauna mit überwiegend *Palaeolebias weidmanni*, daneben auch wenige Exemplare von *Palaeolebias oviformis*, *Hemitrichas* sp. und *Lepidocottus* cf. *sectus*. Diese Funde erlauben eine Zuordnung in die Otolithenzone OT-O5, was den Säugetiereinheiten MP28 und MP29 entspricht. Auch bei diesem Aufschluss ist die lithostratigraphische Position bezüglich der Grenze Siderolithikum / Elsässer Molasse nicht bekannt.

Beim Erweiterungsbau eines Hauses an der Höngerstrasse in Laupersdorf lieferte ein braungrauer mergeliger Siltstein eine kleine Säugetierfauna (Laupersdorf-Güggelhof, Koord.2616.830/1240.560), die aufgrund des Auftretens von *Rhodanomys hugueneyae* in MP30 eingestuft werden kann.

Die biostratigraphischen Daten zeigen auf, dass die Auflagerung der Elsässer Molasse auf die reliktsch erhaltene Twannbach- und Reuchenette Formation im Gebiet von Atlasblatt Balsthal stark heterochron erfolgte. Der Westteil des Gebietes mit den ältesten Molasseanteilen (Alter der Basis: MP22–MP24) befand sich noch im östlichen Bereich der Raurachischen Senke (BAUMBERGER 1927). Weiter gegen Osten lagern immer jüngere Molasseschichten der östlichen Grabenschulter auf. Bei der Brochenen Fluh westlich von Waldenburg (Blatt Hauenstein) lagert schliesslich der spätoligozäne Delsberger Süsswasserkalk (MP29–MP30, s.u.) direkt der mesozoischen Schichtreihe auf. Durch die Lage am Nordrand des damaligen Molassebeckens transgredierte die Molasseschichten zusätzlich von Süden nach Norden. Der an der Basis der Molasse liegende Oensinger Süsswasserkalk belegt ein MP26-Alter, der weiter nördlich auftretende Delsberger Süsswasserkalk bei der Brochenen Fluh westlich von Waldenburg hingegen belegt bereits ein MP29- bis MP30-Alter.

Neben den für die biostratigraphische Datierung wichtigen Säugetierfunden lieferte die Elsässer Molasse auch Funde von fossilen Pflanzen, so bei Balsthal-Bännli Blattreste (Fig. 19) oder bei der Matzendorfer Mühle einen fossilen Baumstamm («*Cupressinoxylum*» in BAUMBERGER 1927).

030 *Oensinger Süsswasserkalk*

Nördlich von Oensingen fand R. Cartier bereits Mitte des 19. Jahrhunderts am Fuss der Ravellen-Malmkalkwand Stücke eines Säugerreste führenden Süsswasserkalkes (CARTIER 1874). H.G. Stehlin liess 1916 diese Fundstelle durch Grabungen freilegen, und BAUMBERGER (1927) beschrieb das Profil: Über steilstehender bis überkippter Reuchenette-Formation liegt 7,6 m Boluston, gefolgt von 16,7 m grünem Mergel mit 2,5 m dicken Süsswasserkalkbänken an der Basis, die eine sehr reichhaltige Mollusken- und Säugetierfauna lieferten. ENGESSER & MÖDDEN (1997) ordnen die Säugetierfunde dem jüngeren Anteil der Säugetiereinheit MP26 (frühes Chattien) zu.

Ein detailliertes Profil der Süsswasserkalkserie befindet sich in BAUMBERGER (1927), der diese Süsswasserablagerungen seinen «Unteren Süsswasserkalken»



Fig. 19: Sandsteinblock (Elsässer Molasse) mit Blättern von *Cinnamomum polymorphum* (Kampferbaum). Funde wie dieser verliehen der «Blättermolasse» ihren Namen. Fundstelle: Balsthal (wahrscheinlich Balsthal-Bännli). Sammlung Naturmuseum Solothurn. Foto D. Kälin 2006.

oder Oensinger Kalken zuordnete. Der Oensinger Süsswasserkalk entspricht wahrscheinlich dem Wynauer Süsswasserkalk (BITTERLI et al. 2011).

03M *Matzendörfer Süsswasserkalk*

Nach dem beim Bau eines Reservoirs nördlich von Matzendorf angetroffenen Süsswasserkalk (Emet, Koord. ca. 2614.380/1240.075) benannte BAUMBERGER (1927) diesen als «Mittlere Süsswasserkalke» oder Matzendorfer Kalke. Er liegt stratigraphisch ca. 120 m unter der Süsswasserkalkabfolge von Grossrüti-Kohlrüti (letztere Bezeichnung heute nicht mehr in der topographischen Karte enthalten) nördlich von Herbetswil, welche von BAUMBERGER (1927) dem Delsberger Süsswasserkalk gleichgestellt wurde (s.u.). Die von E. Baumberger beschriebene, nicht ganz 4 m umfassende Abfolge enthält drei Süsswasserkalkbänke, deren mächtigste 55 cm misst. Weitere Vorkommen von Süsswasserkalkbänken, die dem Matzendorfer Süsswasserkalk zuzuordnen sind, finden sich zwischen Matzendorf und Laupersdorf bei Koord. 2614.930/1240.430, 2615.045/1240.350 und 2615.235/1240.260.

Vereinzelt wurden weitere Süsswasserkalklagen innerhalb der Elsässer Molasse den «Mittleren Süsswasserkalken» bzw. dem Matzendörfer Kalk zugeordnet (z.B. Atlasblatt 96 Moutier, PFIRTER et al. 1996). Da das biostratigraphische Alter des Matzendörfer Süsswasserkalks nicht bekannt ist (s.u.) und seine regionale Verbreitung sich wahrscheinlich auf die engere Umgebung der Typlokalität beschränkt, sollte der Begriff Matzendörfer Süsswasserkalk nur auf diesen bezogen werden. Der von BAUMBERGER (1927) für den Matzendörfer Kalk geprägte Begriff «Mittlere Süsswasserkalke» sollte ebenso wie die Begriffe «Untere Süsswasserkalke» und «Obere Süsswasserkalke» nicht mehr verwendet werden.

BAUMBERGER (1927, S.553) erwähnt den Fund von Gastropoden aus dem Liegenden des auf dem Emet festgestellten Süsswasserkalkes. Aufgrund fehlender biostratigraphischer Daten lässt sich das Alter des Matzendörfer Süsswasserkalks nicht fassen.

o_{3D} *Delsberger Süsswasserkalk*

BAUMBERGER (1923b) beschrieb von Grossrüti-Kohlrüti nördlich Herbetswil eine 44 m mächtige Süsswasserkalkabfolge, die er den «Oberen Süsswasserkalken» oder Delsberger Kalken zuordnete. Heute ist dieses Profil fast vollständig überwachsen; einzig bei den Koord. 2611.930/1239.955 kann eine ca. 10 m mächtige Abfolge von Süsswasserkalk mit dazwischengeschaltetem Mergel beobachtet werden. Ein weiteres Profil befindet sich östlich von Vermes knapp ausserhalb des Atlasgebietes bei der Lokalität Devant la Melt (Koord. 2604.650/1242.010). Im Vergleich mit dem Delsberger Süsswasserkalk des Profils Brochene Fluh (Atlasblatt Passwang, BAUMBERGER 1927) fällt auf, dass im Profil Grossrüti-Kohlrüti prozentual weniger Kalkbänke auftreten. Weiter gegen Süden keilt der Delsberger Süsswasserkalk rasch aus; südlich der Weissenstein-Antiklinale ist kein Vorkommen von Delsberger Süsswasserkalk bekannt.

Das Profil Grossrüti-Kohlrüti lieferte bis anhin lediglich Characeenfunde. Die aus einem hellgrauen tonigen Mergel stammenden Funde wurden von P.-O. Mojon bestimmt. Die Formen *Chara gr. molassica-notata*, *Stephanochara gr. ungeri*, *Nitellopsis (Tectochara) gr. meriani* und *Sphaerochara gr. hirmeri* belegen die *Chara-notata*-Zone (Top MP28 bis MP30). Das beste bisher erforschte Profil im Delsberger Süsswasserkalk befindet sich an der Brochenen Fluh bei Waldenburg (Atlasblatt Passwang, BAUMBERGER 1927). Die mehreren im Profil aufgefundenen Säugetierfaunen belegen die Säugetiereinheiten MP29 und MP30 (jüngstes Oligozän, SCHLUNEGGER et al. 1996, ENGESSER & MÖDDEN 1997).

Süsswasserkalk im Allgemeinen

Ein isoliertes Vorkommen von Süsswasserkalk liegt auf dem Nordschenkel der Weissenstein-Antiklinale, bei Hinter Flüeli (Koord. ca. 2620.230/1240.030).

Bereits MÜHLBERG & NIGGLI (1912) verzeichneten den Kalk auf ihrer Karte. Heute ist er vollständig überwachsen und kaum mehr zu beobachten. Der Süswasserkalk dürfte nahe der Basis der Elsässer Molasse liegen.

Ebenfalls als Süswasserkalk im Allgemeinen wurde die ca. 7 m mächtige fossilreiche Wechsellagerung von Süswasserkalk und Mergel am Südportal des Weissensteintunnels (ROLLIER 1905, 1910) aufgeführt (s. Basisbildungen der Unteren Süswassermolasse).

Sedimentpetrographie der Elsässer Molasse

Zwecks sedimentpetrographischer Charakterisierung der Elsässer Molasse wurden 16 Molasseproben entnommen und von S. Schlanke ausgewertet (Tab. 1). 6 Proben stammen aus dem Kartengebiet selbst, 5 aus den intrajurassischen Becken von Laufen und Delsberg und angrenzenden Gebieten. Weitere 5 Proben (Wynau 1, Brochene Fluh 54 und 64, Küttigen-Rombach und Chrummorge) wurden zu Vergleichszwecken herangezogen.

Die altersmässige Einstufung der Proben erfolgte anhand säugetierstratigraphischer Kriterien; sie umfasst die Zeitspanne MP24 bis MN1 (Tab. 1). Lithostratigraphisch entspricht dies den intrajurassischen Einheiten Elsässer Molasse (Chattien) und Delsberger Süswasserkalk (spätes Chattien) sowie den entsprechenden Abfolgen am Jurasüdfuss: Aarwanger Molasse (Chattien), Kalksandsteinserie, «Untere bunte Molasse» (spätes Chattien) und «Obere bunte Molasse» (Aquitaniens).

Zur übersichtlichen Charakterisierung der verschiedenen Schwermineralassoziationen werden in Übereinstimmung mit FÜCHTBAUER (1964) sedimentpetrographische Formeln verwendet. Die Abkürzungen der für die Molasse signifikanten Schwerminerale bedeuten: A = Apatit, B = Baryt, D = Disthen, E = Epidot, G' = Glaukophan, H = Hornblende s.l., R = Rutil (inkl. TiO₂-Gruppe), S = Staurilith, S' = Spinell, T = Turmalin, Z = Zirkon, G = Granat. Da Granat oft in grossen Mengen auftritt, wird er gesondert gezählt, in der Formel jedoch stets vorangestellt. Tritt er als häufigstes Schwermineral auf, wird er gross (G) geschrieben, sonst klein (g). Die übrigen Schwerminerale folgen in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit. Hauptgemengteile $\geq 10\%$ werden gross geschrieben, Nebengemengteile (2–10%) klein.

Resultate der Schwermineraluntersuchungen

Die Bestimmung der Schwerminerale erfolgte zunächst ohne Kenntnis der stratigraphischen Gegebenheiten, später wurden die Assoziationen der stratigraphischen Abfolge von jung nach alt zugeordnet (Tab. 2). Anzuführen ist hierbei die Tatsache, dass die pro Entnahmeort ermittelte Schwermineralassoziation lediglich eine «Momentaufnahme» innerhalb der vielfältigen paläogeographischen Schüttungssysteme darstellt und somit nur bedingt repräsentativ ist. Dasselbe gilt für

Tabelle 1: *Verzeichnis der Schwermineralprobenahmestellen. Gliederung nach vermuteter lithostratigraphischer Position (alt = unten, jung = oben).*

Lokalität	Probe-Nr.	Koordinaten	Alter in MP/MN-Einheiten	Lithostratigraphische Einheit	Literatur
Wangen a.A.	B2	2616.325/1230.650	? MN1	«Obere bunte Molasse»	
Kammersrohr	B4	2611.420/1233.445	?	USM, undifferenziert	
Balmweid	B15	2608.670/1233.200	?	USM, undifferenziert	
Brochene Fluh 64	B13	2621.860/1247.520	MP30	Delsberger Süsswasserkalk	BAUMBERGER (1927)
Brochene Fluh 54	B14	2621.860/1247.520	MP30	Delsberger Süsswasserkalk	BAUMBERGER (1927)
Küttigen-Rombach	B12	2645.875/1250.645	MP30	«Untere bunte Molasse»	
Chrummorge	B11	2668.650/1258.720	MP28–MP29	Basis USM	BOLLIGER (2013)
Welschenrohr-Brisenmatt	B9	2604.285/1235.235	MP28–MP29	?Höhere Elsässer Molasse	
Wynau 1	B1	2628.490/1234.455	MP27	Basisnahe Aarwanger Molasse	ENGESSER & MÖDDEN (1997)
Balsthal-Holzfluh	B3	2619.905/1241.205	MP27	Lokale Basis Elsässer Molasse	
Dürrenberg	B10	2607.485/1242.915	MP24	Lokale Basis Elsässer Molasse	KÄLIN (2013)
Delémont-Birse	B5	2594.885/1244.720	? MP24	Tiefere Elsässer Molasse	LINIGER (1925)
Laufen (Grube Müsch) 1	B7	2606.020/1250.760	?	Tiefere Elsässer Molasse	
Laufen (Grube Müsch) 2	B6	2605.920/1250.765	?	Tiefere Elsässer Molasse	
Dornachbrugg	B8	2612.685/1259.820	?	Tiefere Elsässer Molasse	
Galmis	B16	2608.105/1232.465	?	USM, undifferenziert	

die Zuordnung der Schwermineralassoziationen zu den Schuttfächer-Systemen. Dennoch zeigt sich in Tabelle 2 eine Zweiteilung der Schwermineralassoziationen.

Die Proben B1, B3, B5, B8, B10 und B16 zeigen ein ähnliches Schwermineralbild, das durch die SM-Formel $G, A E S z t s'$ charakterisiert wird (hier Assoziation I genannt).

Granat ist dominierendes Hauptgemengteil, Apatit rangiert mehrheitlich vor Epidot (Quotient $E/A \leq 1,0$). Signifikant ist auch die Präsenz des Stauroliths als Hauptgemengteil sowie der lokal erhöhte Anteil von Turmalin und Spinell.

Gemäss der nachstehend aufgeführten Literatur entspricht die Assoziation I «schwermineralstratigraphisch» dem frühen Chattien (tiefere Elsässer und Aarwanger Molasse), was auch der säugetierstratigraphischen Einordnung der Proben entspricht.

Die Proben B2, B4, B9 und B11–B15 hingegen zeigen eine Dominanz von Epidot vor Apatit (Quotient $E/A > 1,0$) sowie einen relativ niedrigen Granatgehalt (Durchschnitt 34%). Akzessorien wie Disthen, Baryt und Titanit sind zwar immer in sehr geringen Mengen vorhanden, besitzen aber keinen Leitwert. Spinell ist nicht präsent, Staurolith und Turmalin fungieren als Nebengemengteile. Die SM-Formel lautet demnach $g, E A z s t$ (hier Assoziation II genannt).

Die Assoziation II kann «schwermineralstratigraphisch» dem mittleren und späten Chattien (höhere Elsässer Molasse / «Untere bunte Molasse», Delsberger Süsswasserkalk / Kalksandstein-Serie) zugeordnet werden. Inwieweit die Proben B2, B4 und B15 altersmässig dem Aquitanien («Obere bunte Molasse») entsprechen, kann durch die vorliegende Schwermineralvergesellschaftung nicht eindeutig belegt werden. Der Wechsel von der Assoziation I zur Assoziation II liegt zwischen den Proben B1 und B9.

Die Proben B6 und B7 aus dem Becken von Laufen werden lithostratigraphisch in den Grenzbereich «Untere Cyrenenmergel»/Elsässer Molasse gestellt. Diese Zuordnung steht nicht im Gegensatz zur Schwermineralzusammensetzung, wobei die Probe B7 vermutlich stratigraphisch höher einzustufen ist als Probe B6 (B7: höherer Epidot-, niedriger Granat- und Apatitgehalt, Fehlen von Spinell).

Resultate der Karbonatanalysen

Parallel zur Schwermineralanalyse wurde an sämtlichen Proben eine Karbonatanalyse durchgeführt. Mit Hilfe der Passon-Methode wurden die Anteile von Kalzit und Dolomit bestimmt. Hierbei ist anzufügen, dass das meiste Probenmaterial bereits vor der Analyse zu Sand zerfallen war und die Messresultate wohl kaum die ursprünglichen unverwitterten Karbonatwerte widerspiegeln.

Dennoch kann festgestellt werden, dass bei der Assoziation I die Dolomitwerte deutlich tiefer ausfallen als bei der jüngeren Assoziation II (s. Tab. 2).

Diese geringen Dolomitwerte widersprechen jedoch dem überregionalen Trend im Molassebecken, der (bedingt durch karbonatreiches Erosionmaterial in

Tabelle 2: *Sedimentpetrographische Resultate der Schwermineral- und Karbonat-analysen aus verschiedenen Sandsteinproben.*

Lokalität	Probe Nr.	G	Z	A	E	R	T	S*	S	E/A	C	D	C*	C/D
Wangen a.A.	B2	37	1	17	77	0	0	0	5	4,5	4	9	13	0,4
Kammersrohr	B4	36	14	16	61	+	+	0	9	3,8	19	6	25	3,1
Balmweid	B15	23	4	16	71	2	0	0	8	4,4				
Brochene Fluh 64	B13	23	2	25	65	0	2	0	6	2,6	8	12	20	0,6
Brochene Fluh 54	B14	40	15	34	36	0	10	0	5	1,1	72	10	82	7,2
Küttigen-Rombach	B12	28	20	6	64	+	+	0	10	10,7	8	26	34	0,2
Chrummorge	B11	35	5	13	77	+	+	0	5	5,9	5	5	10	1,0
Welschenrohr-Brisenmatt	B9	35	4	38	50	2	0	+	6	1,3	34	8	42	4,2
Wynau 1	B1	64	11	30	41	0	8	0	10	1,4	12	12	24	1,0
Balsthal-Holzflue	B3	57	3	73	4	0	8	5	7	0,1	15	1	16	15
Dürrenberg	B10	51	21	34	5	3	6	8	23	0,1	50	3	53	17
Delémont-Birse	B5	50	18	28	34	+	3	0	17	1,2	29	6	35	4,8
Laufen (Grube Müsch) 1	B7	41	18	10	49	3	5	0	15	4,9	31	2	33	16
Laufen (Grube Müsch) 2	B6	57	11	25	38	4	5	6	11	1,5	7	3	10	2,3
Dornachbrugg	B8	43	9	34	38	0	3	2	14	1,1	81	1	82	81
Galmis	B16	60	8	25	31	5	5	6	14	1,2				

Die Abkürzungen bedeuten: G = Granat, Z = Zirkon, A = Apatit, E = Epidot, R = Rutil, T = Turmalin, S* = Spinell, S = Staurolith, + = vorkommend, A/S = Quotient Apatit/Spinell, A/E = Quotient Apatit/Epidot, C* = Gesamtkarbonat, C = Kalzit, D = Dolomit, C/D = Quotient Kalzit/Dolomit.

der distributiven Provinz) im tieferen Chattien normalerweise höhere Dolomitwerte aufweist als in der hangenden USM.

Zuordnung der Schwermineralassoziationen zu Schüttungssystemen

Alle früheren sedimentpetrographischen Arbeiten im Bereich des nördlichen Molassebeckens im Mittelland sowie der intrajurassischen Molassevorkommen (u.a. FÜCHTBAUER 1964, HOFMANN 1968, ANTENEN 1973, SCHLANKE et al. 1978, MAURER et al. 1982, BRIANZA et al. 1983) zeigen im Wesentlichen eine generelle

Übereinstimmung hinsichtlich der Entwicklung der Schwermineralassoziationen von der ältesten bis jüngsten USM.

Granat, Apatit, Staurolith, Turmalin und Spinell sind kennzeichnend für den tiefsten Teil der USM. Epidot fehlt oft, ist aber je nach Probenlokalität gelegentlich als Nebengemengteil anzutreffen (Quotient E/A meistens um 1,0). Alkalihornblende (Glaukophan) ist sporadisch als Akzessorium vorhanden.

Bis Top USM beginnt Epidot mit zunehmender stratigraphischer Höhe den Apatit zu dominieren (Quotient E/A mehrheitlich um 1,0 oder grösser). Granat büsst seine Vormachtstellung ebenfalls ein, Spinell fehlt gänzlich.

Hinsichtlich der Zuordnung der Assoziation I (s. Tab.2) zu den verschiedenen Schüttungssystemen kommen v.a. die radiale Entlebuch-Schüttung (u.a. Spinell), die axiale Genfersee-Schüttung (u.a. Glaukophan), die Thunersee-Schüttung (u.a. Epidot) und evtl. die Jura-Schüttung aus dem Norden (u.a. Staurolith) als Materiallieferanten in Frage. Offenbar haben sich diese Schüttungen im Raum des Jurasüdfusses verfringt und sind nach dem frühen Chattien (evtl. spätem Rupélien, u.a. HOFMANN 1968, SCHLANKE 1974) abseits des damals generell nach Osten gerichteten Transports, als nördlicher Ast des Sammelentwässerungssystems durch die Raurachische Senke nach Norden ins Oberrheintal geflossen. Präzisierend ist anzumerken, dass in der Schwermineralassoziation I nur selten Glaukophan der Genfersee-Schüttung gefunden wurde, und der Einfluss einer Jura-Schüttung nicht zwingend ist, da die stabilen Schwerminerale (z.B. Staurolith) auch aus der Genfersee- und aus radialen Südschüttungen stammen können. Zweifellos belegen die Spinell führenden Proben den Einfluss der radialen Südschüttungen.

Hinsichtlich der Schwermineralassoziation II ist die Beheimatung der Proben etwas einfacher. Der dominante Epidot- (E/A um 3,0), der geringe Granat- und fehlende Spinellgehalt im mittleren und späten Chattien sowie während des Aquitaniens sprechen für die Dominanz der Thunersee- und frühen Napf-Schüttung (u.a. MAURER et al. 1982). Offenbar haben diese Systeme zu jener Zeit z.T. ebenfalls durch die Raurachische Senke nach Norden entwässert.

m₁ «Obere bunte Molasse»

In der mittelländischen Molasse südlich des Juras tritt eine Abfolge von rotem, violetterm und grünem Schlammstein und Mergel auf, die mit Knauer Sandstein und Bänken aus kalkhaltigem Sandstein wechsellagern. Der stratigraphische Kontakt zur chattischen Elsässer Molasse ist aufgrund der Bedeckung durch z.T. mächtige quartäre Ablagerungen oder durch die Sackungsmasse von Wiedlisbach nirgends beobachtbar. Der derzeit beste Aufschluss befindet sich SW von Wangen a.A. (Koord. 2616.330/1230.655). Das aquitane Alter ist durch die Säugetierfundstelle Wischberg bei Langenthal (Atlasblatt Langenthal, SCHAUB & HÜRZELER 1948) belegt.

o₃-m₁ Untere Süsswassermolasse, undifferenziert

Im Gebiet von Oensingen und weiter westlich, dem Jurasüdfuss entlang, sind Aufschlüsse von Unterer Süsswassermolasse aufgrund der Bedeckung durch die Sackungsmasse von Wiedlisbach oder quartäre Ablagerungen selten. In zahlreichen Bohrungen wurde jedoch die Untere Süsswassermolasse erbohrt.

Gemäss BITTERLI et al. (2011) zeigt die seismische Linie SO-14, dass der Malm/Molasse-Kontakt im Gebiet südlich der Klus von Oensingen in 500 m Tiefe liegt. Somit ist davon auszugehen, dass die höheren Anteile dieser mächtigen Molasseabfolge bereits zur aquitanen «Oberen bunten Molasse» gehören. Da aufgrund des Bohrbefundes in der Regel keine eindeutige lithostratigraphische Zuordnung zur Elsässer Molasse oder zur «Oberen bunten Molasse» vorgenommen werden kann, werden die erbohrten Gesteine neutral als undifferenzierte Untere Süsswassermolasse ausgeschieden.

Die tektonischen Profile (Taf.I) zeigen, dass die Weissenstein-Antiklinale auch im Westteil des Kartengebietes weit über die mittelländische Molasse rücküberschoben ist. Die unter der Überschiebungsbahn anzunehmenden Molassemächtigkeiten sind derart gross, dass auch hier davon auszugehen ist, dass die höheren Anteile dieser mächtigen Molasseabfolge bereits zur aquitanen «Oberen bunten Molasse» gehören. Bisher liegen keine biostratigraphisch verwertbaren Funde vor. Deshalb wurden an drei Stellen (Kammersrohr, Balmweid, Galmis, Tab.1) Sandsteinproben entnommen und Schwermineralanalysen durchgeführt. Zumindest zwei der drei Proben (Kammersrohr - B4 und Balmweid - B15) legen aufgrund der Schwermineralzusammensetzung eine Zugehörigkeit zur aquitanen «Oberen bunten Molasse» nahe (Tab.2), während die Probe Galmis - B16 - eindeutig der Schwermineralassoziaton I zuzuordnen ist. Bemerkenswert an der Probe Galmis ist der deutlich erhöhte Anteil von Staurolith (14%) sowie das unübersehbare Auftreten von Glaukophan (6%).

Der derzeit beste Aufschluss in der undifferenzierten USM liegt auf der östlichen Seite im Bachtobel nördlich von Hubersdorf (Koord. 2611.415/1233.455).

Obere Meeresmolasse

Die Obere Meeresmolasse (OMM) tritt im Gebiet von Atlasblatt Balsthal nur an zwei Stellen auf: in der Synklinale von Seehof in der Form eines groben Konglomerats (STAEHELIN 1924) und in der Synklinale von Balsthal als Geröll führender Sandstein im Hangenden des Delsberger Süsswasserkalks NW von Grossrüti (BAUMBERGER 1923b). Das letztere Vorkommen kann derzeit aufgrund ungünstiger Aufschlussverhältnisse nicht beobachtet werden. Das grobe Konglomerat entspricht der «Poudingue polygénique», der hangende Geröll führende Sandstein wahrscheinlich den «Geröllsanden» (ROLLIER 1893, ZIEGLER 1956). Beide Einheiten entsprechen altersmässig der St.-Gallen-Formation (OMM II). Somit fehlt im

Gebiet von Atlasblatt Balsthal der ältere Anteil der OMM (Luzern-Formation, OMM I); es liegen vergleichbare Verhältnisse vor wie im Ostteil des Gebietes von Atlasblatt Moutier, wo die «Poudingue polygénique» ebenfalls direkt dem Delsberger Süsswasserkalk aufliegt (BAUMBERGER 1923b).

St.-Gallen-Formation

m_{3p} *Konglomerat mit alpinen Geröllen («Poudingue polygénique»)*

STAEHELIN (1924) beschrieb in der Synklinale von Seehof ein Vorkommen eines Konglomerats. Dieses ist heute am besten entlang des Waldweges östlich Ober Solterschwang bei Koord.2609.765/1241.140 aufgeschlossen. Das Konglomerat fällt durch seine Häufigkeit an hellen Quarziten und alpinen Geröllen auf (Tab.3). Untergeordnet treten auch grosse, kantengerundete und angebohrte Brocken von lokalem jurassischem Malmkalk auf. Die Matrix wird von einem graugrünen Sandstein gebildet. In der jurassischen OMM treten in der St.-Gallen-Formation zwei verschiedene Konglomeratschüttungen auf, die, obwohl sie sich deutlich in ihrem Geröllinhalt unterscheiden, beide bisher mit dem Namen «Poudingue polygénique» bezeichnet werden. Das marine Konglomerat in den südlichen Joramulden zeichnet sich durch einen hohen Quarzidgehalt (um 50%) und alpine Kalke aus, während das marine Konglomerat des Delsberger Beckens und seiner Umgebung tiefere Quarzidgehalte aufweist, dafür aber Kalke des Doggers und Muschelkalks sowie harten Sandstein des Buntsandsteins enthält. Beide Konglomerattypen können aufgearbeitete tertiäre Gesteine und lokale, meist die grössten Komponenten stellende Malmkalke enthalten. Das Konglomerat der südlichen Joramulden entstammt (bis auf die lokalen Anteile) der Napf-Schüttung, das Konglomerat des Delsberger Beckens und seiner Umgebung wird auf eine frühe Schüttung aus den Vogesen zurückgeführt (LINIGER 1925, S.33).

Das marine Konglomerat lagert entlang des Waldweges bei Koord.2609.765/1241.140 in erosivem Kontakt Sandstein und Mergel der Elsässer Molasse auf. Da nur 100 m weiter östlich Kalk der Reuchenette-Formation ansteht, kann die Mächtigkeit der unterliegenden Elsässer Molasse kaum 10–20 m übersteigen. Bereits in der nächstsüdlichen Synklinale von Balsthal liegt die Elsässer Molasse hingegen in einer Mächtigkeit von mindestens 200 m vor. Auch gegen Westen nimmt die erhaltene Mächtigkeit der Elsässer Molasse markant zu: Die Mulde von Seehof enthält eine mächtige Abfolge von Elsässer Molasse. Diese Auflagerungsverhältnisse bekunden beträchtliche Flexuren im mesozoischen Untergrund zur Zeit der Ablagerung des oberen Abschnitts der Oberen Meeresmolasse. Ähnliche Verstellungen des mesozoischen Untergrundes finden sich auch am Nordrand des Delsberger Beckens, wo westlich von Mettembert die St.-Gallen-Formation direkt dem Mesozoikum aufliegt (LINIGER 1925, S.34). Es ist jedoch unklar, inwiefern die grossen Mächtigkeitsunterschiede der Elsässer Molasse primärer Natur sind oder auf

Tabelle 3: Geröllanalysen an polymikten marinen Nagelfluhen des Berner und Solothurner Juras. Die Proben von Court, Solterschwang und Sorvilier entstammen der Napf-Schüttung, die Probe von Devant la Melt einer frühen Schüttung aus den Vogesen. Es wurden 100 Gerölle pro Probe ausgezählt.

Lokalität mit Koordinaten	Tertiäre Gesteine aus dem Jura	Malm (jurassisch)	Dogger (jurassisch)	Muschelkalk	Buntsandstein	Quarzite	Kristallin	Hornsteine	Alpine Kalke
Court 2593.235/1232.455	2	6	0	0	0	58	7	1	24
Solterschwang 2609.765/1241.140	17	3	0	0	0	52	14	3	4
Sorvilier* 2589.930/1231.640	15	0	0	0	0	46	16	6	5
Devant la Melt* 2604.650/1242.020	16	33	4	1	1	27	9	2	0

* KÄLIN (1993). KÄLIN (1993) ordnete das Vorkommen von (Seehof-)Solterschwang aufgrund einer Geröllanalyse in einem stark verwitterten «Restschotter» fälschlicherweise der mittelmiozänen Bois-de-Raube-Formation zu.

nachträgliche Erosion vor oder während der Ablagerung der OMM zurückzuführen sind. Generell nimmt die Mächtigkeit der Elsässer Molasse gegen Osten stark ab: Im Profil Brochene Fluh bei Waldenburg (BAUMBERGER 1927) lagert der Delsberger Süswasserkalk direkt dem Mesozoikum auf. Bei Ober Solterschwang lagert das marine Konglomerat geringmächtiger Elsässer Molasse auf, der Delsberger Süswasserkalk dürfte aber ehemals vorhanden gewesen sein; seine Erosion wird durch Geröllkomponenten angezeigt (13%).

m₃ Geröll führender Sandstein

Das von BAUMBERGER (1923b) beschriebene Molasseprofil von Grossrütli-Kohlrütli NW von Aedermannsdorf zeigte über einer obersten, 0,4–0,6 m mächtigen Lage von Delsberger Süswasserkalk 8 m sandigen Mergel und tonigen Molassesandstein mit Quarzitgeröllen. Somit dürfte es sich um ein Äquivalent der «Geröllsande» (ROLLIER 1893, ZIEGLER 1956) handeln. Heute ist diese Molasseabfolge vollständig überwachsen.

Obere Süßwassermolasse

m₄ Vermes-Süßwasserkalk und -mergel

Die Mulde von Vermes, die vom nördlich angrenzenden Delsberger Becken durch die Tiergarten-Antiklinale getrennt ist, kann als ehemaliger Südteil des Delsberger Beckens betrachtet werden. Sie enthält eine 200–250 m mächtige Molasseserie, deren oberste ca. 60 m von Süßwasserkalk und -mergel der OSM eingenommen werden. Die besten Aufschlüsse in dieser Serie, die um etwa 1850 von J.B. Greppin and A. Gressly entdeckt wurde, befinden sich SE von Vermes auf der Südseite des Baches, der von *Devant la Melt* herfließend bei Vermes in den *Gabiare* einmündet. Die von ENGESSER et al. (1981) beschriebene Abfolge umfasst an der Basis rötlichen Mergel (?*Helicidenmergel*), der von Süßwasserkalk und -mergel überlagert wird.

?Helicidenmergel

An der Basis der Süßwasserbildungen von Vermes (Koord.2603.245/1242.080), knapp ausserhalb des Kartengebietes) tritt roter Tonstein auf, der zum *Helicidenmergel* gestellt wird (ENGESSER et al. 1981). Beim *Helicidenmergel* (*Helicitenmergel*, MOESCH 1857, S. 70) handelt es sich um ziegelroten Mergel bis dunkelroten kalkarmen Tonstein, der meist Steinkerne von Landschnecken (*Heliciden*) enthält. Vielfach enthält der *Helicidenmergel* auch Einwehungen von vulkanischem Flugstaub (HOFMANN 1961). Der geringmächtige *Helicidenmergel* entstand wahrscheinlich über eine sehr lange Zeit terrestrischer Exposition. Aufgrund seines stratigraphischen Verbands im Randen- und Hegaugebiet, wo er das Liegende des Albsteins (Randen-Grobkalk) bildet, wird er von den meisten Autoren in die OMM gestellt (s.a. HABICHT 1987, S. 152).

Süßwasserkalk und -mergel

Der Süßwasserkalk und -mergel von Vermes erreicht vermutlich eine Mächtigkeit von ca. 60 m, wobei allerdings nur die untersten ca. 20 m gut aufgeschlossen sind. Es handelt sich vorwiegend um hell- bis dunkelbeigen Mikrit, beigen bis graugrünlischen harten Kalkmergel und beigen Onkomikrit. Gelegentlich sind wenig mächtiger bräunlicher Tonmergel und schwarze, kohlige Tonmergelhorizonte eingeschaltet. Auffälligstes Gestein ist der Onkomikrit (Fig. 20), dessen Onkoide Durchmesser bis zu 20 cm erreichen können. Sowohl der Mikrit (*Seekreide*) als auch der Onkomikrit bezeugen ein lakustrisches Ablagerungsmilieu, gelegentlich unterbrochen durch Bodenbildung. Profile sind in ENGESSER et al. (1981) abgebildet.

Über dem Süßwasserkalk und -mergel folgt eine schlecht aufgeschlossene Serie, die wahrscheinlich aus Mergel und Sandstein besteht. Eine bei Koord. 2604.070/1242.040 an einem mergeligen Sandstein durchgeführte Schwermineral-

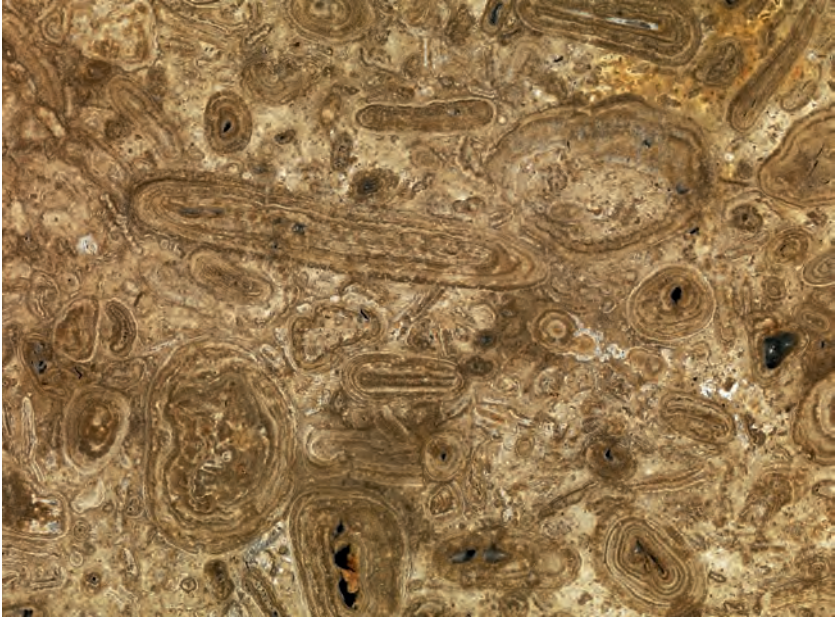


Fig. 20: Anschliff des Onkoide führenden Süßwasserkalks von Vermes. Schicht 26 nach ENGESSER et al. (1981). Bildbreite ca. 7 cm. Foto D. Fischer 2014.

analyse (KÄLIN 1993) legt nahe, dass diese feinkörnigen Sedimente möglicherweise der Bois-de-Raube-Formation (KÄLIN 1997) zugewiesen werden können.

Im Vermes-Süßwasserkalk und -mergel wurden an mehreren Stellen Säugetierreste aufgefunden. Zwei Lokalitäten lieferten sehr reiche und diverse Faunen, die in der Folge als Vermes 1 und Vermes 2 Eingang in die Literatur fanden (ENGESSER et al. 1981). Beide Säugetierfaunen werden in die Säugetiereinheit MN5 eingestuft (KÄLIN & KEMPF 2009). Die ältere, ca. 3 m tiefer gelegene Säugetierfundstelle Vermes 1 wird biostratigraphisch in ein mittleres MN5 eingestuft, die jüngere Säugetierfundstelle Vermes 2 belegt ein jüngeres MN5.

QUARTÄR

Das «Committee of the International Union of Geological Sciences (IUGS)» legte 2009 den Beginn des Quartärs (und damit des Pleistozäns) bei 2,58 Ma BP (Kalenderjahre) fest (GIBBARD et al. 2010). Als Übergang zwischen Frühem und Mittlerem Pleistozän wurde die Grenze zwischen den magnetostratigraphischen Epochen Matuyama und Brunhes gewählt (RICHMOND 1996), die bei 0,78 Ma BP liegt (vgl. GIBBARD et al. 2004, GIBBARD & COHEN 2008). Die Ablagerungen des Frühen Pleistozäns entstanden in der dominant invers magnetisierten Matuyama-Epoche, diejenigen des Mittleren und Späten Pleistozäns in der normal magnetisierten Brunhes-Epoche. Als Grenze zwischen Mittlerem und Spätem Pleistozän wurde der Beginn des Eem-Interglazials definiert (GIBBARD 2003, GIBBARD & COHEN 2008), der mit der Basis von MIS 5e (MIS = Marine Isotope Stage) der Sauerstoffisotopenkurve der marinen Mikrofossilien ungefähr übereinstimmt (126 ka BP). Für die Schweiz kann dies mit dem Beginn des Gondiswil-Interglazials gleichgesetzt werden (WEGMÜLLER 1992). Als Grenze zwischen Pleistozän und Holozän wurde das Ende der Jüngerer Dryas festgelegt (11,50 ka BP).

Die Nomenklatur der eiszeitlichen Einheiten, wie sie auf den älteren Karten des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 verwendet wurde, lehnte sich weitgehend an die zu Beginn des 20. Jahrhunderts im süddeutschen Alpenvorland von PENCK & BRÜCKNER (1901–09) erarbeitete «klassische» Quartärstratigraphie an. Die vier Eiszeiten Günz, Mindel, Riss und Würm bildeten dabei lange das gedankliche Modell der Karten- und Legendengliederung. Sie wurden stets mit morphostratigraphisch unterscheidbaren Niveaus von eiszeitlichen Schotterablagerungen in Verbindung gebracht, nämlich der Terrasse der Höheren Deckenschotter (Günz-Eiszeit), der Terrasse der Tieferen Deckenschotter (Mindel-Eiszeit), der Hochterrasse (Riss-Eiszeit) und der Niederterrasse (Würm-Eiszeit). Neuere Untersuchungen zur Stratigraphie der eiszeitlichen Ablagerungen des nördlichen schweizerischen Alpenvorlandes ergaben ein vom süddeutschen Modell klar abweichendes Bild (vgl. z.B. GRAF 1993, GRAF 2009, SCHLÜCHTER 2010, PREUSSER et al. 2011). So wird in der Schweiz heute von mindestens acht frühpleistozänen (Deckenschotter-) und fünf mittel- und spätpleistozänen Eiszeiten ausgegangen. Wie diese mit den vier Eiszeiten von PENCK & BRÜCKNER (1901–09) zu korrelieren sind, ist, abgesehen von der Letzten Eiszeit, weitgehend unklar. Aus diesem Grund werden die quartären Ablagerungen der Schweiz heute nach lithostratigraphischen Kriterien gegliedert und die Eiszeiten anhand von lokalen Befunden und Typuslokalitäten definiert.

Die quartären Ablagerungen auf Atlasblatt Balsthal gehen auf Vorstösse des Walliser² und des Aaregletschers zurück. Die Kartierung am Jurasüdfuss basiert im Wesentlichen auf WIEDENMAYER (1921) und LEDERMANN (1991b). Die Einteilung

² Rhonegletscher älterer Literatur (s. SCHLÜCHTER 2009)

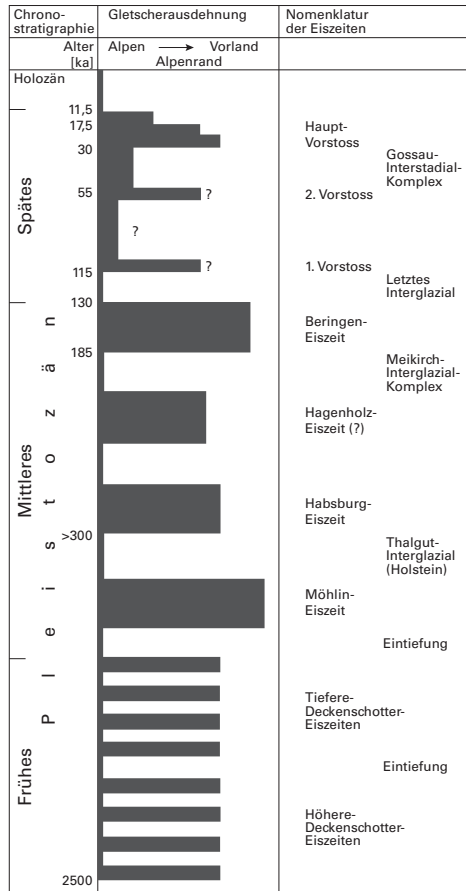


Fig. 21: Quartärstratigraphisches Schema der eiszeitlichen Ablagerungen in der Nordschweiz (nach PREUSSER et al. 2011).

lung wird nach obenstehendem Modell vorgenommen. In den letzten Jahren wurden diese Ablagerungen, insbesondere jene, die dem Mittleren und Späten Pleistozän zugeordnet werden können, anhand von Aufschlüssen, Böden und Bohrungen eingehender untersucht. In den vorliegenden Erläuterungen werden die Ergebnisse teilweise erstmals präsentiert. Regionaler Hintergrund für die erdgeschichtliche Deutung ist die Gliederung der quartären Ablagerungen der Nordschweiz (GRAF 2009).

SCHLÜCHTER & KELLY (2010), ergänzt	GRAF (2009)	GNÄGI (2015, diese Arbeit)
Nacheiszeit		
Letzte Vergletscherung	Birrfeld-Eiszeit	Birrfeld-Eiszeit
Spätglazial (14,6–11,5 ka BP)		
Hauptvorstoss (28–14,6 ka BP)	Birmenstorf-Vergletscherung (LGM) Lindmühle-Vergletscherung	Solothurn-Vorstoss Brästenberg-Vorstoss Niederbipp-Vorstoss Hobiel-Vorstoss Langenthal-Vorstoss
Interstadialkomplex von Gossau (60–28 ka BP)		
Frühzeit Letzte Vergletscherung (115–60 ka BP)	Hombrechtikon-Vergletscherung	
Eem sensu Welten	Interglazial	Gondiswil-Interglazial
Vorletzte Vergletscherung	Beringen-Eiszeit	Beringen-Eiszeit Vorstoss Attiswil- Debrisflow-Ablagerung (?)
Holstein sensu Welten von Meikirch	Interglazial	
Zweite Grosse Vergletscherung (um 350 ka BP)	Hagenholz-Eiszeit	
Holstein sensu Welten mit <i>Pterocarya</i>	Interglazial	
Erste Grosse Vergletscherung	Möhlin-Eiszeit	

Fig. 22: Quartärstratigraphisches Schema der eiszeitlichen Ablagerungen im Gebiet von Atlasblatt Balsthal.

Die Verhältnisse im südlichen Gebiet von Blatt Balsthal sind bezüglich der mittel- und spätpleistozänen Ablagerungen ausgesprochen komplex. Dies aus verschiedenen Gründen:

Für einen Teil dieser Ablagerungen bestehen keine Aufschlüsse. Sie liegen in tiefen, nur durch Bohrungen erschlossenen Trögen und Rinnen (GNÄGI 2011a). Dies erschwert den Aufbau einer zusammenhängenden Quartärstratigraphie bzw. die Korrelation mit den Vorkommen der Nordschweiz.

Die letzten zwei Eiszeiten umfassen beide mehrere Vergletscherungen, welche möglicherweise alle das Gebiet von Blatt Balsthal erreichten.

Insbesondere die Abgrenzung Mittel-/Spätpleistozän kann noch nicht festgelegt werden, da zu wenig Datierungen und kein pollenanalytisch identifizierbarer Boden des Gondiswil-Interglazials vorliegen.

Wesentlich für die Deutung der mittelpleistozänen Ablagerungen im Gebiet von Blatt Balsthal sind folgende Erkenntnisse aus der Nordschweiz:

- Die alpinen Gletscher überfuhren das Gebiet mit Ausnahme der höheren Juraerhebungen vermutlich mindestens zwei Mal grossflächig (Möhlin- und Beringen-Eiszeit).

- Es können zwei verschieden alte fluviatile Rinnensysteme unterschieden werden, wobei das ältere (vor Möhlin-Eiszeit) eine deutlich höher liegende Rinnenbasis aufweist als das jüngere (späte Beringen-Eiszeit).

Eine Spezialität des Kartengebiets und seiner näheren Umgebung ist, dass ausführliche Bodenuntersuchungen vorliegen (HILDBRAND 1990, CHRISTEN 1999, MAILÄNDER 2001, REINMANN 2004, VOGEL 2011). Diese umfassen überschüttete Paläoböden, Bodensequenzen aus mehreren übereinander liegenden Böden unterschiedlichen Alters und polyphase Böden an der Terrainoberfläche. Die Bodenmächtigkeit bzw. Entkarbonisierungstiefe (EKT) nimmt von SW nach NE in mehreren Sprüngen zu (Fig. 23). Die Bodenmächtigkeit kann eine Funktion der Bildungsdauer eines Bodens sein und könnte ein zunehmendes Alter der Ausgangssubstrate und damit der an ihrer Ablagerung beteiligten Gletschervorstösse andeuten. Bei solchen Interpretationen muss aber die Voraussetzung gelten, dass nur Standorte mit vergleichbarem Ausgangskarbonatgehalt miteinander verglichen werden und sich idealerweise jeder Boden nur innerhalb gleichaltriger Sedimente entwickelt hat bzw. seit dessen Ablagerung keine Akkumulation oder Erosion stattgefunden hat. Diese Bedingungen sind im Untersuchungsgebiet nur bedingt erfüllt. Deshalb ist besondere Vorsicht bei der Auswertung nötig. In den Sedimenten, die durch das System Walliser/Aaregletscher im Mittelland abgelagert wurden, bestehen die Karbonate fast ausschliesslich aus Kalken. Ihr Gehalt schwankt in der Kiesfraktion je nach Gletschervorstoss zwischen 25 und 70% der Gerölle. Zudem liegen, vor allem auf den Sedimenten der älteren Vorstösse, eine oder mehrere Deckschichten (Soliflukationsdecken und Spülsedimente). Vergleiche der EKT erlauben in jedem Fall nur relative Altersangaben und benötigen «Eichungen» durch numerische Datierungsmethoden wie OSL (optisch stimulierte Lumineszenz), ^{14}C (Radiokarbonalter) oder SED (Oberflächenaltersbestimmungen an Erratikern). Solche liegen im Untersuchungsgebiet für verlässliche Angaben nicht in genügender Anzahl und mit befriedigender Aussagekraft vor. Der Befund der zunehmenden Bodenmächtigkeit wird aber durch Paläoböden gestützt, die die Sedimente verschiedener Gletschervorstösse gegeneinander abgrenzen. In der Gesamtbetrachtung stellt sich nun insbesondere die Frage, ob ein Sediment mit relativ grosser Bodenmächtigkeit ($>2\text{ m}$) ins Mittlere Pleistozän zu stellen oder doch spätpleistozänen Alters ist. Ein spätpleistozänes Alter würde bedeuten, dass sich während den warmgetönten Abschnitten der Birrfeld-Eiszeit, in denen im Mittelland Wald wuchs (WEGMÜLLER 1992, BURGA 2006), mächtige Parabraunerden mit intensiv ausgeprägten Bt-Horizonten bilden konnten. Zudem hätten dann während der Birrfeld-Eiszeit mehrere Gletschervorstösse den Oberaargau erreicht, wobei die früheren weiter reichten als die späteren. Dies würde aber in Widerspruch zu ersten SED-Altern stehen (IVY-OCHS et al. 2004). Diese Unsicherheiten äussern sich auch in der Interpretation der nachfolgend geschilderten stratigraphischen Verhältnisse.

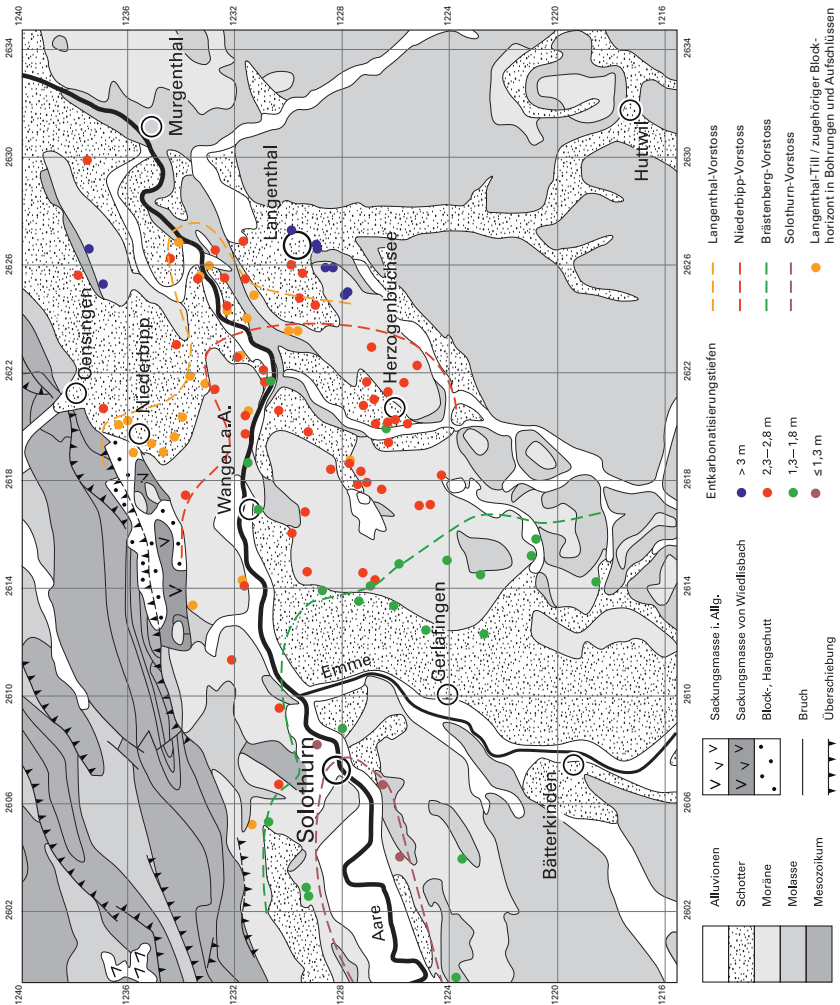


Fig. 23: Abgrenzung der mutmasslichen Endstände der jüngsten Vorstösse des Walliser Gletschers durch Entkarbonatisierungstiefen (EKT) der Böden und Bohrufunde. Die farbigen Punkte sind Bodenprofile aus Kieswerken und Baugruben, wo nur eine geringfügige postsedimentäre Erosion/Akkumulation feststellbar war bzw. Deckschichten vergleichbarer Mächtigkeit anstanden. Die EKT nimmt in Gletscherflussrichtung von SW nach NE stufenweise zu. Grüne und rote Punkte NE der grün- und rotgestrichelten Linie repräsentieren die Schmelzwasserrinnen/Schotterfelder des jeweiligen Gletschervorstosses. Der Verlauf der gestrichelten Linien deutet lediglich eine ungefähre Verbreitung vergleichbarer Bodenmächtigkeiten auf-

Pleistozän

Mittleres Pleistozän

Das Mittlere Pleistozän ist – nach bisherigen Erkenntnissen – der Zeitschnitt mit den grössten Eisausdehnungen. Nach PREUSSER et al. (2011) ist für diesen Zeitraum von wahrscheinlich vier Eiszeiten (Kaltzeiten) und drei Interglazialen auszugehen. Die «Eiszeiten» bestanden mindestens teilweise aus polyphasen glazialen Zyklen, die mehrere durch Interstadiale getrennte Vergletscherungen mit Eisrückzug bis in die Alpen beinhalteten. Wie oben erwähnt, dienen die Kenntnisse zum Mittleren Pleistozän der Nordschweiz als grobe Leitlinie für die Gliederung der entsprechenden Ablagerungen im Gebiet von Blatt Balsthal. Dies im Sinn der Identifikation von bedeutenden erdgeschichtlichen Ereignissen (Vergletscherungen, regionale Erosionsereignisse), die sich wegen ihrer grossräumigen Wirkung auch im Gebiet von Blatt Balsthal manifestiert haben dürften. Für die detaillierte Deutung der lokalen Verhältnisse sind jedoch die Befunde zum Aufbau der Sedimentabfolgen und der Morphologie der Felsoberfläche im hier besprochenen Gebiet massgebend.

Glaziale Tröge, Becken und Rinnen

Im Gebiet von Atlasblatt Balsthal und seiner Umgebung wurde, neben den flächig vorhandenen Grundmoränendecken, der grösste Teil der quartären Sedimente in Trog-/Rinnensystemen am Nordrand des mittelländischen Molassebeckens abgelagert. In den einzelnen Vergletscherungen wurden durch Gletscher- und Schmelzwassererosion entweder alte Strukturen vertieft oder neue angelegt. Deshalb ist es nicht zwingend, dass die grössten Übertiefungen der einzelnen Trogabschnitte alle auf die gleiche Vergletscherung zurückgehen. Entsprechend gibt es genetisch polyphase Abschnitte und bis zu vier nebeneinander liegende Tröge und Rinnen (Fig. 24, s.a. BITTERLI et al. 2011, Fig. 7). Sie verlaufen in SW-NE-Richtung parallel zum Jura, sind aber in die wenig erosionsresistente Untere Süsswassermolasse eingetieft, die noch bis unter die ersten Juraabbrüche hinaufreicht (z.B. in einer Bohrung in Balm b. Günsberg bis auf 696 m ü. M.). Abschnittsweise sind sie übertieft und entsprechend durch Becken-Schwellen-Abfolgen gegliedert (GNÄGI 2011a).

grund der momentan vorhandenen Daten an. Die Verwitterungstiefen auf den Böden des Langenthal-Vorstosses unterscheiden sich nicht signifikant von denen des Niederbipp-Vorstosses. Für die Abgrenzung der Gletschervorstösse wurden auch Bohrungen (Moränenvorkommen) und die Blockhorizonte der ausgewaschenen Moränen in den Schmelzwasserrinnen bezogen.

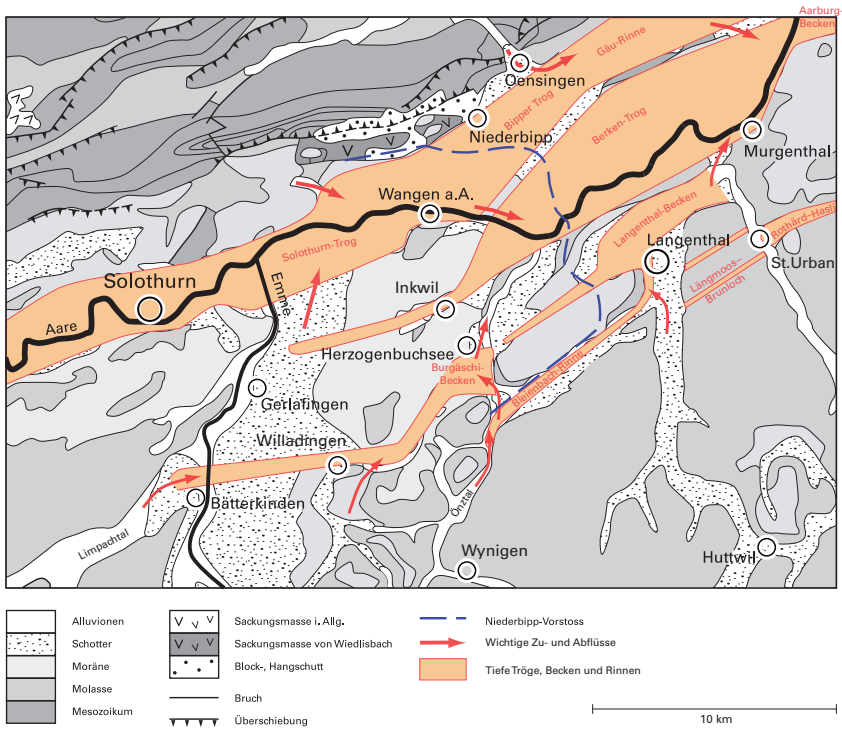


Fig. 24: Glaziale Tröge, Becken und Rinnen im Felsrelief zwischen Jurasüdfuss und Molassehügelland. Aus GNÄGI (2011a).

Wie in der Nordschweiz bestehen auch zwischen Solothurn und Aarburg zwei Generationen von Entwässerungssystemen. Der Jurasüdfuss fungiert für das Einzugsgebiet der Aare als Sammelrinne. Sie verläuft aus tektonischen und lithologischen Gründen hart an der Grenze Molasse/Mesozoikum bzw. Mittelland/Jura bis nach Aarburg, wo sie erstmals den Jura (Born-Antiklinale) durchbricht. Deshalb weist sie nur eine kleine laterale Variation auf. Entsprechend liegen verschieden alte Rinnen übereinander bzw. wurden Spuren älterer Systeme weitgehend erodiert. Durch die verschiedenen Gletschervorstöße wurde an Stelle der ursprünglichen Rinne ein breiter glazialer Trog ausgehobelt, der von Yverdon bis nach Aarburg führt und teilweise bis auf Meeresniveau hinunterreicht (PUGIN 1988, BITTERLI et al. 2011, GNÄGI 2011a). Modifikationen der Linienführung entstanden durch die glaziale Unterschneidung des Juraabhangs mit nachfolgenden

Bergstürzen und Sackungen sowie durch den wechselnden Verlauf der Emme, des rechtsseitigen Hauptzuflusses der Aare im Kanton Bern. Die älteste Entwässerungsstruktur ist der «Höhere Berken-Trog», von dem dank dem topographisch invertierten Niederbuchsiten-Schotter noch ein Segment erhalten ist (Blatt Murgenthal, BITTERLI et al. 2011). Die Basis liegt bei Aarwangen auf ca. 430 m ü.M. Ob die kleineren Schotterrinnen mit Basis auf > 500 m ü.M. auf dem Bucheggberg («Plateauschotter», Atlasblätter Solothurn und Büren) damit in einem Zusammenhang stehen, ist ungewiss. Das nächst jüngere System ist das höhere Niveau im Solothurn-Trog mit dem Attiswil-Schotter, das sich in den Bipper Trog fortsetzt. Die Trogbasis liegt bei Wangen a.A. auf ca. 400 m ü.M. Parallel dazu verläuft südlich davon die Gerlafingen-Inkwil-Rinne mit dem «Tieferen Berken-Trog» als NE Fortsetzung (Heimenhausen-Berken-Aarwangen-Aarburg-Becken). Spätere Gletschervorstösse führten nur noch zu Überformungen und zur Bildung lokaler Becken, vertieften aber die Entwässerungsrinne nicht mehr. Die Rinnenbasis liegt bei Wangen a.A. immer noch auf 400 m ü.M. Die Wangen-Berken-Rinne, die die Verbindung des Solothurn-Trogs und des Bipper Trogs mit dem Berken-Trog herstellt, wird heute von der Aare durchflossen.

Nachstehend erfolgt die Beschreibung der mittelpleistozänen stratigraphischen Einheiten geographisch nach den verschiedenen Ablagerungsbereichen (u.a. Tröge, Becken und Rinnen) gegliedert.

Jura (inkl. Jurasüdfuss)

Die höheren und östlichen Bereiche der Weissenstein-Antiklinale im Gebiet des Atlasblattes Balsthal sowie die internen Juraantiklinalen lagen während des LGM ausserhalb der Gletscherausdehnung und waren somit eisfrei. Die wenigen und nur reliktsch erhaltenen eiszeitlichen Ablagerungen in diesem Gebiet sind demnach älter als die Letzte Eiszeit und mindestens mittelpleistozänen Alters.

q_m Moräne (Till) älterer Vergletscherungen (innerhalb des Juras)

Im Kartengebiet wurden die wenigen eiszeitlichen Ablagerungen innerhalb des Juras und in höheren Lagen der internsten Jurafalte (Weissenstein-Antiklinale) separat ausgeschieden. Sie sind lediglich reliktsch erhalten und liegen direkt auf dem mesozoischen Untergrund oder der Unteren Süsswassermolasse, aber höher oder ausserhalb der maximalen Ausdehnung der Letzten Eiszeit (Birrfeld-Eiszeit). Sie stammen aus einer oder verschiedenen ausgedehnten Vergletscherungen, wie sie für das Mittlere Pleistozän nachgewiesen sind, aber auch bereits im Frühen Pleistozän stattgefunden haben können (vgl. GRAF 1993). Weil sie in keiner lithostratigraphischen Verbindung zu glazifluvialen Schottern stehen, sind sie altersmässig nicht genauer eingrenzbar. Oberflächenaltersbestimmungen an



Fig. 25: Hochgelegener Kristallinerratiker auf der gegen SE einfallenden Malmkalkplatte des Brandbergs (östlich Vorderer Brandberg, Koord. 2609.788/1238.414/995 m ü.M.). Foto D. Kälin 2014.

erratischen Blöcken aus dem westlicher gelegenen Juragebiet deuten darauf hin, dass während der Beringen-Eiszeit der Berner Jura zeitweise grossflächig von Eis bedeckt war (GRAF et al. 2007). Ein höheres Alter kann aber nicht ausgeschlossen werden. Charakteristische «Deckenschotter»-Ablagerungen, wie sie weiter im Norden der Schweiz erhalten sind, konnten im Gebiet dieses Atlasblattes bisher nicht nachgewiesen werden.

Vereinzelt wurden Erratiker ausserhalb des LGM-Eisrandes festgestellt, so z. B. auf dem Brandberg bei den Koord. 2609.469/1238.571 und bei Koord. 2609.788/1238.414/995 m ü.M., vgl. Figur 25.

Ein Erratiker, der sich ursprünglich in der Erzmatt südlich von Balsthal befand, ist heute vor dem Primarschulhaus in Balsthal aufgestellt. Hochgelegene Erratiker finden sich auch auf dem Usserberg nördlich von Niederbipp. Sie könnten dem Aarburg-Till (s.u.) entstammen.

Speziell zu erwähnen ist die Quarzitzeröllstreu bei Bremgarten (Koord. ca. 2616.800/1242.650/980 m ü.M, knapp ausserhalb der Blatterweiterung), die von F. Mühlberg erstmals beobachtet wurde (BUXTORF & CHRIST 1936).

q_{mA} Aarburg-Till

NE der Linie Günsberg–Rumisberg–Niederbipp liegt am Jurahang tiefgründig verwitterte Moräne direkt auf dem durch frühere Gletschervorstösse und Erosion überprägten Jura- und Molasseuntergrund bzw. auf Sackungsmassen der ersten Jurakette. Bohrbefunde lassen vermuten, dass sie zwischen Sackungsmasse und Attiswil-Schotter in den Bipper Trog hinunter zieht und an vielen Stellen seine Basis auskleidet. Lediglich in der Trogachse finden sich im Liegenden noch geringmächtige Schottervorkommen (z.B. Bohrung WEA Koord.2621.200/1235.840). Natürliche Aufschlüsse unverwitterter Moräne bestehen im Gebiet von Atlasblatt Balsthal keine, hingegen am südlichen Trogrand bei Niederbuchsiten auf Blatt Murgenthal (BITTERLI et al.2011). Dort war in der Kiesgrube Buechban bis 2013 (heute aufgefüllt) eine 8 m mächtige Moräne aufgeschlossen, mit einer Entkalkungstiefe von 3,5–4 m. Im Liegenden steht allerdings ein weiteres glaziales Sediment an (Niederbuchsiten-Diamikt). Dies macht deutlich, dass der Aarburg-Till im Gebiet von Blatt Balsthal möglicherweise verschiedene im Feld nicht differenzierbare Moränenvorkommen einschliesst. Im Sinne einer Arbeitshypothese wird davon ausgegangen, dass der Aarburg-Till vom Hügelzug bei Niederbuchsiten analog zum Bipper Trog auch in den Berken-Trog hinunter zieht und identisch ist mit der basalen Grundmoräne im Bipper Trog (BITTERLI et al.2011, GNÄGI in Vorb.).

Die Abgrenzung zu den jüngeren Moränen erfolgte am Jurasüdfuss aufgrund geländemorphologischer Kriterien. Als grobe Leitlinie diente der Endmoränenkomplex zwischen Oberbipp und Aarwangen, der in Zusammenhang mit dem Niederbipp- und Langenthal-Vorstoss entstand. 2011 stand aber in einer Baugrube am Nordrand von Niederbipp (Koord.2618.860/1235.840) Seiten- und Grundmoräne an, die aufgrund der Bodenentwicklung und der petrographischen Zusammensetzung zum Langenthal-Vorstoss zu stellen ist. Dieser Befund wird durch verschiedene Bohrungen im Bereich Niederbipp bestätigt, die oberflächennahe Moräne im Niveau des Langenthal-Vorstosses anführen.

Die höchstgelegenen Erratiker liegen in der Gemeinde Niederbipp auf 1000 m ü.M. (Koord.ca.2618.550/1237.650). Sie können aus dem Aarburg-Till stammen, aber auch auf einen älteren Gletschervorstoss zurückgehen.

q_{sK} Käppelhof-Schotter

BAUMBERGER (1923a) schied in seiner Kartierung des Dünnerntals zwischen Gänsbrunnen und Welschenrohr einen hochgelegenen glazifluviatilen Schotter aus, allerdings ohne ihm einen Namen zuzuweisen. Das westlichste Vorkommen liegt SW Gänsbrunnen (ca. 400 m ausserhalb des Kartengebiets), das östlichste SW Welschenrohr, südlich des Hofes Brisenmatt. Der Schotter liegt direkt der Molasse auf und reicht nicht über 780 m ü.M. Kleinere Aufschlüsse bei Koord. 2602.240/1234.520, 2603.785/1235.315 und 2603.895/1235.290 zeigen einen



Fig. 26: Aufschluss in kleingerölligem Käppelhof-Schotter SE des Hasenmatthofs (Koord. 2603.785/1235.315). Bildbreite ca. 1,8 m. Foto D. Kälin 2014.

Schotter mit lehmig-sandiger Matrix, dessen Geröllinhalt hauptsächlich aus lokalen Malmkalken, etwas Elsässer Molasse, aber auch alpinem Kristallin, Quarziten und alpinen Kalken besteht. Die Gerölle erreichen maximal Kopfgrösse.

q₅₀ Randglazialer Schotter

NE von Oensingen steht bei den Koord. 2622.340/1238.265 ein randglazialer Schotter in ca. 510 m ü.M. an.

Solothurn-Trog

Der Solothurn-Trog ist der Abschnitt des Jurasüdfuss-Trogs zwischen Solothurn und Wangen a.A., wo er im Felsrelief durch je eine Felsschwelle begrenzt wird. Die tiefste Stelle liegt < 325 m ü.M. zwischen Flumenthal und Deitingen. Er besteht aus einem älteren, höher gelegenen Trog und einer darin eingeschachtelten Übertiefung (Fig. 27). Über diesem zweiten, wieder vollständig aufgefüllten Becken verläuft heute die Aare.

Bohrungen erlauben die ungefähre Rekonstruktion des höheren Trogniveaus. Die Basis dürfte bei Solothurn auf ca. 420 m ü.M. (LEDERMANN 1978), bei Flumenthal auf 410 m ü.M. (Erdsondenbohrung bei Koord.2612.015/1231.500) und bei Wangen a.A. auf ca. 400 m ü.M. (Taf.IV, Felsisohypsenkarte) gelegen haben. Der südliche Trogrand zwischen Dittiberg und Gensberg wurde erodiert. Bei Deitingen mündet auf gleicher Höhe von Süden her der flache Unteremmental-Trog ein – ein Abschnitt eines ehemaligen Aaretals (WEA 1981, AFU 2010, DÜRST-STUCKI et al. 2010). Der Nordrand des Solothurn-Trogs ist in die Jurasüdfussmolasse eingeschnitten. Von Hubersdorf an südwärts wird durch Bohrungen im Felsrelief ein ehemaliger Siggernlauf angedeutet, der etwas SW des heutigen in den Solothurn-Trog mündete. In den Beckensedimenten der später angelegten Übertiefung des Solothurn-Trogs ist das Delta dieses alten Siggernlaufs bis auf 370 m ü.M. hinunter deutlich erkennbar (JÄCKLI 1965). Die heutige Siggern selbst fliesst bei Hubersdorf ebenfalls in einer tiefen, aufgefüllten Schotterrinne (Hubersdorf-Rinne, GNÄGI 2011a). Nach den Bohrprofilen (z.B. Erdsondenbohrung bei Koord.2611.466/1232.600) besteht die Füllung der Hubersdorf-Rinne aus einer basalen Moräne, einer hangenden Schotterlage (Hubersdorf-Schotter, OK Schotter auf 490 m ü.M.) und, wo erhalten, einer eindeckenden Grundmoränenlage. Die Füllung des höheren Niveaus des Solothurn-Trogs ist nur noch an den Rändern erhalten und besteht hauptsächlich aus dem Attiswil-Schotterkomplex (s.u.) mit reliktscher Moräne im Liegenden. Die Eintiefung dieses Trogs erfolgte vor dem Niedergang der Sackungsmasse von Wiedlisbach, aber spätestens während der Beringen-Eiszeit (Minimalalter des Attiswil-Schotters). Die Verwitterungsschicht im Top der Molasse an der Basis des Bipper Trogs (z.B. bei Koord. 2619.547/1231.897) lässt vermuten, dass eine zeitliche Lücke zwischen Trogeintiefung und Ablagerung des Attiswil-Schotters bestand. Darauf lassen auch das Felsrelief und die Trogfüllung schliessen (Fig. 28). Die Sackung von Wiedlisbach ging in einen bestehenden Trog nieder, in dem im Untersuchungsgebiet kaum glaziale Sedimente lagerten. Ein nachfolgender Eisvorstoss erweiterte den Trog leicht nach Osten (Sohlenknick) und lagerte Grundmoräne und Attiswil-Schotter ab.

Später entstand durch Glazialerosion im Attiswil-Schotter und der liegenden Molasse eine langgezogene Übertiefung. Die Bohrungen lassen ein Becken mit maximaler Tiefe zwischen Deitingen und Flumenthal erkennen (Taf.IV, Felsisohypsenkarte), wobei eine 96 m tiefe Bohrung auf 326 m ü.M. die Felsbasis noch nicht erreichte (Grundwasseruntersuchung für das Kraftwerk Flumenthal 1958, Koord.2613.135/1231.035). Die Sedimentfüllung der oberen 30–50 m ist gut bekannt (JÄCKLI 1965; AFU 2010). Im Liegenden der rezenten Alluvionen von Emme und Aare folgt Grundmoräne über einer lateral diskontinuierlichen Wechsellagerung verschiedener feinkörniger Fraktionen (Flumenthal-Lehm s.l.), die im Bereich der Mündung von Emme und Siggern mit kiesreichen Deltaschüttungen verfangert sind. Möglicherweise ist ein Teil der tieferen Beckenfüllung subglazial entstanden (Sand, Waterlain Till und Grundmoränenlagen). Nichtglaziale Zwi-

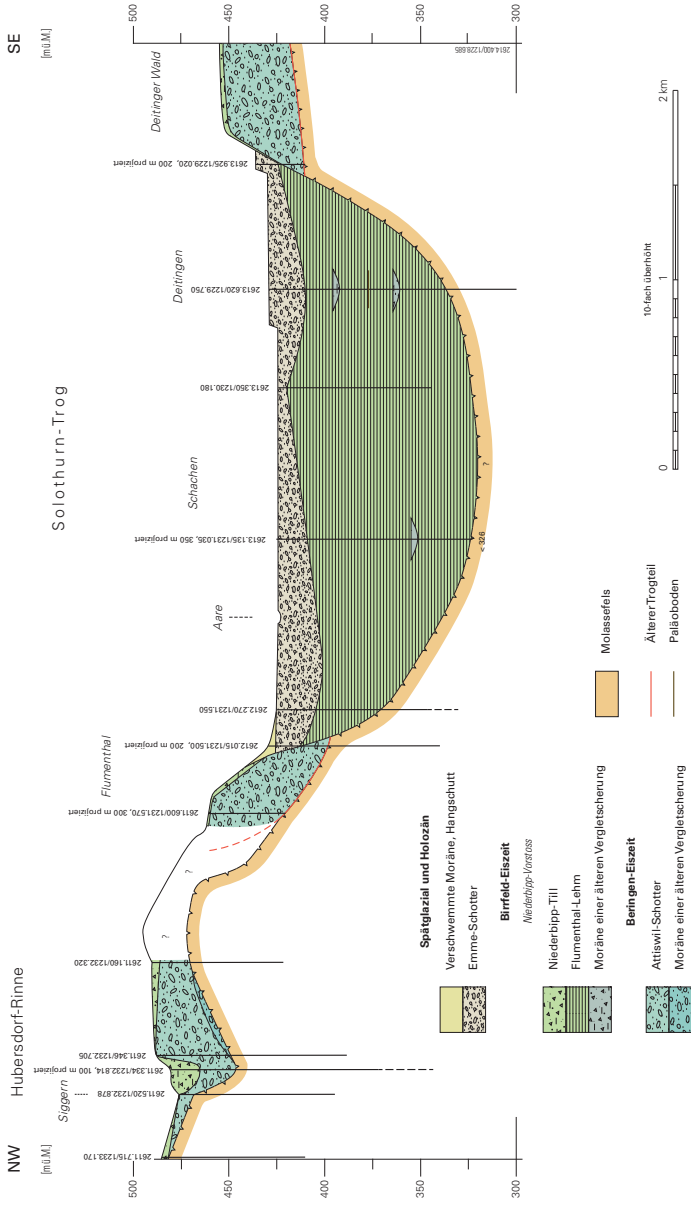


Fig. 27: Querschnitt durch den Solothurn-Trogl und die Hubersdorf-Rinne im Gebiet zwischen Kammerrohr und Deitingen.

schenschichten und das Delta des ehemaligen Siggernlaufs (ab 370 m ü.M.) deuten auf eine mehrphasige, z.T. mindestens interstadiale Verfüllung des Beckens. So wurden in Bohrungen bei Flumenthal auf 375 m ü.M. Holzkohlestückchen (Koord.2612.650/1231.700) und auf 395 m ü.M. Pollen einer Kiefer-Rottannen-Waldgesellschaft gefunden (s.o.). Darunter, dazwischen und darüber wurden Moränenschichten angefahren (Fig.27). Die Anlage der Übertiefung und der grösste Teil der Beckenfüllung sind somit älter als die Vergletscherung(en) der späten Birrfeld-Eiszeit. Die Jurabäche erodierten am Nordrand tiefe Rinnen in die Molasse und später in den Attiswil-Schotter. Diese Rinnen wurden durch nachfolgende Gletschervorstösse immer wieder gestaut. Dies hatte Seebildungen mit Ablagerung von feinkörnigen Sedimenten zur Folge, die später teilweise wieder ausgeräumt wurden. Im Bereich der Siggern wurden sie bei den Sondierbohrungen für die Eisenbahnbrücke angefahren, aber auch in verschiedenen Bohrungen im Unterdorf von Flumenthal und beim Abbau im Kieswerk Attiswil-Hobiel (ZIMMERMANN 1963). Eine analoge Situation besteht zwischen Wiedlisbachmoos und Wiedlisbach und NE Wangen a.A. im Gürbu (Fig. 28). Solche lokalen randglazialen Seebildungen, z.T. mit Deltaschichtung sind auch von der Terrassenkante an der Südseite des Trogs entlang des Deitinger Walds bekannt (BECK 1957).

Bipper Trog

Der Bipper Trog verläuft zwischen der südlichsten Jurakette und dem Hügelzug Längwald-Kestenholz-Born von Wangen a.A. bis Härkingen (BITTERLI et al. 2011). Von der Einmündung der Dünern bei Oensingen an bis nach Olten ist hart am Jurasüdfuss die Gäu-Rinne darin eingetieft, wie durch geoelektrische Vermessung nachgewiesen werden konnte (WEA 1984/97, GEOTECHNISCHES INSTITUT/TK CONSULT AG 1999). Der Bipper Trog war während der Ablagerung des Attiswil-Schotters die Fortsetzung des Solothurn-Trogs. Er liegt näher am Jura als der ältere, parallel verlaufende «Höhere Berken-Trog», in dessen nördlichen Trogrand er eingeschnitten ist. Diese Neuanlage war aus Platzgründen nur durch die Unterschneidung des Jurasüdfusses im wenig resistenten Molassebereich möglich. In Figur 28 ist ersichtlich, dass der Trogrand wesentlich weiter nördlich liegt als der heutige Rand der Talebene und noch einige hundert Meter von der Sackungsmasse überfahren wurde. Noch vor Ablagerung des Attiswil-Schotters gingen in der Folge die ausgedehnte Sackungsmasse von Wiedlisbach und, östlich anschliessend, weitere kleinere Sackungsmassen bis in die Gegend von Oberbuchsitzen in den ausgekolkten Trog nieder. In der Bohrung bei Koord.2616.817/1234.367 in Oberbipp erfolgt der Übergang Sackungsmasse/USM direkt, ohne glaziale Zwischenschicht an der Trogbasis (Fig. 28). Die Bohrung bei Koord.2620.014/1237.327 in Oensingen erreicht auf 364 m ü.M. die Basis der Sackungsmasse noch nicht.

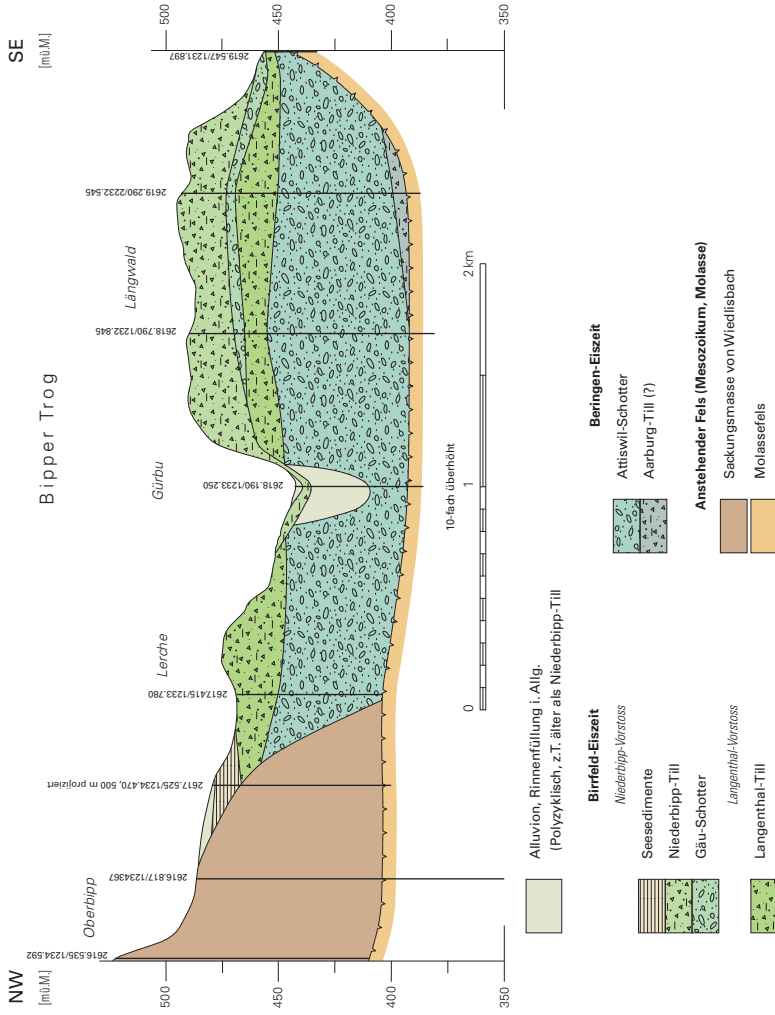


Fig. 28: Querschnitt durch den Bipper Trog im Gebiet zwischen Oberbipp bis Walliswil bei Niederbipp.

Die sedimentäre Füllung des Bipper Trogs besteht vom Liegenden zum Hangenden aus dem Aarburg-Till, der z.T. noch von einem geringmächtigen Schotter unterlagert wird (WEA-Bohrung bei Koord. 2621.200/1235.840), dem Attiswil-Schotter und ab 450–460 m ü.M. den Sedimenten des Langenthal- und Niederbipp-Vorstosses. Bereits im Solothurn-Trog ist erkennbar, dass es sich beim Attiswil-Schotter nicht um eine homogene Schüttung handelt, sondern um einen durch petrographische und gerölmorphologische Unterschiede (ZIMMERMANN 1963) gliederbaren Schotterkomplex. Doch im Gegensatz zum Solothurn-Trog wurden in Bohrungen im Bipper Trog nun verschiedene Moränenzwischenlagen, aber auch Bodenbildungen angefahren. Die Moränenlage bei ca. 420 m ü.M. kann bis Niederbipp-Dürnmühle verfolgt werden (Bohrung bei Koord. 2619.544/1236.025). Unmittelbar darüber folgen Hangschutt und Seeablagerungen mit organischen Beimengungen, die auf ein Interstadial hinweisen könnten (WEA-Bohrung bei Koord. 2619.610/1236.235). Eine weitere Moränenlage auf ca. 440 m ü.M. kann ebenfalls bis Niederbipp nachgewiesen werden (z.B. in WEA-Bohrung bei Koord. 2619.605/1235.205). In vielen Bohrungen ist die Verzahnung der Trogfüllung mit Bergsturzablagerungen, Hangschutt, Moräne und Schutt der Jurabäche (insbesondere der Dünern, WEA 1984/97, Beilage 2) zu erkennen.

q_{SLM} Oensingen-Moos-Lehm

Im Bipper Trog wurden von Oensingen an gegen NE in einer schmalen, trogparallelen Zone im Liegenden des Attiswil-Schotters feinkörnige Beckensedimente angefahren (z.B. Bohrungen bei Koord. 2620.975/1236.830 und 2621.390/1237.130). Bei Oensingen-Untermoos beträgt die Mächtigkeit dieses sandigen bis tonigen Silts > 20 m (384–365 m ü.M.), da die Unterkante nicht erreicht wurde. FRÖHLICHER (1966) setzt ihn lithologisch mit dem Schwarzhäusern-Lehm im Berken-Trog gleich (s.u.). Mangels genügend Bohrungen aus dem Bipper Trog ist die laterale Kontinuität zum Berken-Trog aber nicht gesichert.

q_{SLo} Lommiswil-Schotter

Auf den an Blatt Balsthal anschliessenden Atlasblättern Moutier, Büren a.A. und Solothurn wurden im Gebiet Bettlach, Selzach, Bellach und Lommiswil Schottervorkommen am Jurasüdfuss als «Plateauschotter» zusammengefasst (q_{3s}). Sie reichen aufgrund der bisherigen Kartierungen bis auf 600 m ü.M. Meist liegen sie unter Moränen und Hangschutt verborgen. Frühere Aufschlüsse sind heute verrutscht und die Kiesgruben, in denen die Schotter abgebaut wurden (z.B. beim Bahnhof Lommiswil), rekultiviert. LEDERMANN (2000) rechnet auch die Schotter von Oberdorf, Langendorf und NE von Riedholz (Blatt Solothurn) zu den «Plateauschottern». Diese Bezeichnung wurde seit NUSSBAUM (1907) für eine variierende Reihe hochgelegener Lockersedimente zwischen Bern und Solothurn

verwendet (s.a. GRUNER 2012). Dem liegt die Vorstellung einer ursprünglich zusammenhängenden, der Molasse auflagernden glazifluviatilen Schotterdecke zugrunde, analog den früheren Vorstellungen über die Entstehung der Deckenschotter in der Nordschweiz. Die Rinnenmorphologie der Molasse im Liegenden weist aber auf eine Ablagerung entlang von Rinnen hin, allerdings aufgrund der Geröllmorphologie im Vorfeld eines Gletschers. Datierungen sowie eine umfassende stratigraphische und genetische Analyse stehen aus, wodurch erst wenige und unvollständige Grundlagen für Korrelationsversuche vorhanden sind. Eine Gesamtbeurteilung ist daher nicht möglich. Die Auswertung zahlreicher Bohrungen zeigt jedoch, dass diese Schotter Ablagerungen unterschiedlicher stratigraphischer Position und petrographischer Zusammensetzung umfassen.

Die Bohrungen in Lommiswil und Oberdorf lassen zwei unabhängige Schottervorkommen auf unterschiedlichen Höhen vermuten. Das höher gelegene wurde unterhalb von Lommiswil zwischen 555 und 565 m ü.M. erbohrt (Koord. 2602.501/1230.871, 2602.575/1230.800). Es wird hier als Lommiswil-Schotter bezeichnet. Ein Zusammenhang mit dem «Höheren Berken-Trog» (Blatt Murgenthal) ist möglich, aber spekulativ (Oberkante Niederbuchsiten-Schotter bei Kestenholz auf 520 m ü.M., JORDI et al. 2003). Das tiefer gelegene Schottervorkommen bildet die Terrassenkante zum östlichen Seeland-Trog mit Oberkante bei 550 m ü.M. und kann südlich von Lommiswil bis auf 470 m ü.M. hinunter nachgewiesen werden. Dieser Schotter wurde in diversen, heute rekultivierten Gruben jahrzehntelang abgebaut. Er zieht sich weiter bis nach Oberdorf. Die Vorkommen lagern einer Moräne oder direkt der Molasse auf und werden ihrerseits vom Brästenberg-Till bedeckt. Aufgrund der petrographischen Zusammensetzung kleiner Restaufschlüsse und der Höhenlage könnte das südliche Vorkommen zum Attiswil-Schotter gehören (s.u.). Eine Abgrenzung zwischen Lommiswil-Schotter und Attiswil-Schotter kann nur in Bohrungen aufgrund der Höhenlage abgeschätzt werden, wobei vom Lommiswil-Schotter die Mächtigkeit bisher nicht bekannt ist. Sie könnte sich mit der des Attiswil-Schotters überschneiden. Zwischen Lommiswil und Riedholz bestehen aber keine Aufschlüsse mehr.

q_{sA} Attiswil-Schotter

Der Nordrand des höheren Niveaus des Solothurn-Trogs wird durch kleinere und grössere Terrassenstufen aus Schotter strukturiert, der in einigen Kiesgruben abgebaut wurde und wird:

- Kieswerk Attiswil-Hobiel, 425–475 m ü.M. (Koord. 2613.960/1231.645, Fig. 29)
- Kieswerk Attisholz, 425–460 m ü.M. (Koord. 2611.000/1231.000)
- in kleinen, aufgelassenen Kiesgruben am Westrand von Flumenthal (Koord. 2611.240/1231.760) und beim Schöpferhof in Riedholz (Koord. 2610.780/1231.590) von 470 bis 485 m ü.M.

Beim Viertel in Riedholz steht Schotter zwischen 505 und 515 m ü.M. an. Kleine petrographisch ähnliche Aufschlüsse bei Selzach-Vögelishof (Koord. 2600.580/1229.230) und im Grossgraben südlich von Lommiswil (Koord. 2602.980/1229.795) lassen vermuten, dass der Attiswil-Schotter im Bereich von Selzach-Lommiswil bis auf 550 m ü.M. reichte (s.o.). Gegen NE setzt er sich im Bipper Trog fort. Wie ostgerichtete Imbrikation in der Kiesgrube Walliswil b.N. nahelegt, gelangte der Schotter durch die präexistente Wangen-Berken-Rinne auch in den Berken-Trog, wo er sich mit dem Berken-Schotter vermischte. Ob die Schottervorkommen vom NE-Sporn des Dittibergs, der Rinne von Engi und vom Rand des Unteremmental-Trogs, wie LEDERMANN (1978) vermutet, zeitliche Äquivalente sind, müsste noch untersucht werden.

Je nach Autor wurde dieser Schotter den «Älteren Seelandschottern», «Plateauschottern» oder «Mittelterrassenschottern» zugerechnet, mit ganz unterschiedlichen Ablagerungshypothesen (s. Zusammenfassung in LEDERMANN 1978). ZIMMERMANN (1963) bezeichnet ihn als Attisholz-Schotter, fasst ihn aber mit den Schottern im Aaretal zwischen Biel und Solothurn, der Schotterfüllung des Bipper und Berken-Trogs sowie Schotterablagerungen im Unteremmental zusammen. Da damit jedoch ganz unterschiedliche Schottervorkommen erfasst werden, kann der Name Attisholz-Schotter nicht weiter verwendet werden. Wenn in diesen Erläuterungen nun neu die Schotterfüllungen des höheren Niveaus im Solothurn-Trog und derjenigen im Bipper Trog zwischen Aarburg-Till im Liegenden und Gäu-Schotter im Hangenden gesamthaft als Attiswil-Schotter bezeichnet werden, hat dies trotzdem eine gewisse Vorläufigkeit, da petrographische Differenzen und erste Datierungen eine polyphase Ablagerungsgeschichte nahelegen. Diese führte dazu, dass ein ineinander verschachtelter Schotterkomplex aus mehreren Strängen entstand, in dem petrographisch nur teilweise unterschiedliche und altersmässig noch nicht differenzierbare Schotterkompartimente neben- und übereinander liegen. Dadurch sind die Profile in den verschiedenen Kiesgruben nur beschränkt miteinander korrelierbar. Als Attiswil-Schotter s.str. wird die Schottersequenz verstanden, wie sie in der Kiesgrube Attiswil-Hobiell im Liegenden der Attiswil-Debrisflow-Ablagerung von 425 bis 475 m ü.M. ansteht (Fig. 29). Durch Bohrungen wurde sie bis zur vermuteten Basis des höheren Niveaus des Solothurn-Trogs auf 410 m ü.M. erschlossen. Als Attiswil-Schotter s.l. werden die Schotter des jüngeren Strangs (Attisholz, Deitingen-Mühlerein, Walliswil b.N.) einstweilen dazugerechnet. Petrographisch unterscheiden sich ihre oberen Lagen allerdings nicht vom Vorstoss des Langenthal-Vorstosses. Es könnten deshalb Teile davon auch zum Langenthal-Vorstoss gehören. Datierungen werden die Differenzierung hoffentlich später ermöglichen. Ob die höher gelegenen Vorkommen westlich von Attiswil auch dem Attiswil-Schotter zugerechnet werden können, kann mangels Aufschlüssen nur vermutet werden.

Der Attiswil-Schotter s.str. lagert im Solothurn-Trog der Molasse oder relik-tischer Moräne (Bohrung bei Koord. 2614.070/1227.980) auf, im Bipper Trog dem

Aarburg-Till bzw. NE von Oensingen dem Oensingen-Moos-Lehm. Er wird je nach Lokalität von glazialen Sedimenten unterschiedlichen Alters überlagert. Das durchschnittliche Korngrössenspektrum beinhaltet 50–60% Kies, 20–30% Sand und 5–7% Silt (CSD 1994). Die Fazies der einzelnen Schichten pendelt zwischen distaler und proximaler glazifluvialer Ablagerung, mit z.T. graduelltem Übergang (s.a. ZIMMERMANN 1963). Es handelt sich um einen Kalkschotter mit variablen Anteilen an Quarziten, Sandsteinen und Kristallin. Nach ZIMMERMANN (1963) stammen die Gerölle vor allem aus den Berner und Freiburger Alpen, aber untergeordnet kommen auch Molasse- und Jurakomponenten vor. Der Anteil Leitgesteine des Walliser Gletschers liegt bei <2%.

Am Hobiel folgen im Hangenden des Attiswil-Schotters vier verschiedene glaziale Sedimente mit je einer Bodenbildung. Das unterste ist eine randglaziale Debrisflow-Ablagerung mit Grundmoränenpaketen und Erratikern, in der sich ein Paläoboden mit bis 2 m tiefen Verwitterungskeilen bildete. Damit ist der Attiswil-Schotter s.str. älter als die letzten vier Vergletscherungen, die bis in den Oberaargau reichten. Die Verwitterungskeile könnten auf einen warmzeitlichen Boden hindeuten. Petrographisch stimmt die oberste Lage des Attiswil-Schotters (470 m ü.M.), die im Liegenden der Debrisflow-Ablagerung ansteht, mit diesem überein. Es könnte sich also dabei um den Vorstossschotter dieser Vergletscherung handeln. Eine erste OSL-Datierung einer Sandlinse im mittleren Bereich des Attiswil-Schotters s.str. (ca. 440 m ü.M.) stützt die Ablagerung in der Beringen-Eiszeit (schriftl. Mitt. F. Preusser).

In der Kiesgrube Attiswil-Hobiel steht im Hangenden des Attiswil-Schotters mit einer lateralen Ausdehnung von ca. 100 m eine mehrere Meter mächtige Debrisflow-Ablagerung an. Locker geschüttete, chaotische Partien mit Erratikern wechseln mit gut sortierten, z.T. schräggeschichteten kiesigen Lagen und Grundmoränenschmitzen. Vierzig Prozent der Kalkkomponenten sind gekritzelt. Die Matrix ist sandig bis lehmig. Lithologisch entspricht dies einem randglazialen Sediment. Petrographisch ist die Attiswil-Debrisflow-Ablagerung durch gleiche Anteile von Sandstein und Alpenkalk in der Kiesfraktion charakterisiert: 8% Kristallin, 14% Quarzite, 38% Alpenkalk, 37% Sandstein. Dies stimmt mit dem Egghöchi-Till (Koord. 2623.365/1233.345 im Gebiet von Atlasblatt Murgenthal, dort aber nicht ausgewiesen) und der oberen Lage des Berken-Schotters in der Kiesgrube Heimenhausen-Hinterfeld überein. Im Dach bildete sich ein Zapfenboden, von dem noch der Bt-Horizont und bis 2 m tiefe Verwitterungskeile erhalten sind. Auffällig ist, dass die eingelagerten und aufliegenden Aaregraniterratiker, sogar ein ca. 10 m³ grosser Block, vollständig vergrust sind. Auch im Dach des Berken-Schotters in Heimenhausen-Hinterfeld (aufgrund erster OSL-Datierungen vermutlich aus der Beringen-Eiszeit) ist ein Zapfenboden aufgeschlossen (s.u.). Es könnte sich aufgrund der tiefgreifenden Bodenbildung somit um den Boden des Gondiswil-Interstadials handeln, der sich auf dem Substrat eines (späten?) Vorstosses der Beringen-Eiszeit entwickelte.



Fig. 29: Aufschluss des Attiswil-Schotters in der Kiesgrube Attiswil-Hobiel östlich von Flumenthal (Koord. ca. 2613.700/1231.700). Aufschlusshöhe ca. 50 m. Foto D. Kälin 2009.

Tabelle 4: *Geröllanalysen in verschiedenen Schichten des Attiswil-Hobiel-Sammelprofils. Angegeben ist die petrographische Zusammensetzung der Kiesfraktion. Es wurden 200 Gerölle pro Probe ausgezählt. Kategorie Kalke ohne Jurakalke.*

		Kristallin	Quarzite	Kalke	Sandsteine
Deckschichten	Holozäne Bodenbildung				
Diamikt (Niederbipp-Vorstoss)	4. fossiler Boden				
Hobiel-Schotter/-Till	3. fossiler Boden	9	12	29	50
Langenthal-Till	2. fossiler Boden	7	13	49	32
Attiswil-Debrisflow-Ablagerung	1. fossiler Boden	8	14	38	37
Attiswil-Schotter		4	9	41	44

Berken-Trog

In der SE-Ecke des Kartengebietes stehen auf der rechten Seite des Steibachtäli (Koord. ca. 2619.810/1230.950) unter einer Deckschicht Sedimente des Berken-Trogs an (KELLERHALS 1974b). Dieser Trog hat eine mehrphasige Entstehungsgeschichte. Er kann aufgrund von Trogprofil und -füllung in einen älteren, höher gelegenen und einen jüngeren, tieferen, wenig östlicher verlaufenden Trog gegliedert werden (GNÄGI 2011a). Da der Bipper Trog in die Trogfüllung des «Höheren Berken-Trogs» (Niederbuchsiten-Schotter, BITTERLI et al. 2011) eingeschnitten ist, ist die Anlage des «Höheren Berken-Trogs» älter. Allenfalls könnte er mit dem in der Nordschweiz festgestellten älteren Rinnensystem zusammenhängen. Der hier angeschnittene «Tiefere Berken-Trog» verläuft SW-NE bis ins Becken von Aarburg (BITTERLI et al. 2011). Die vollständige Abfolge der Beckenfüllung ist aus verschiedenen Bohrungen im Gebiet von Atlasblatt Murgenthal bekannt (GNÄGI in Vorb.). Das Sammelprofil zeigt folgende Verhältnisse: In die Trogbasis ist eine möglicherweise fluviatile Rinne eingetieft, mit einer Füllung aus dem nur aus Bohrungen (z.B. Koord. 2627.580/1235.520) bekannten, meist zementierten Wolfwil-Schotter mit gerundeten Komponenten. Vom Liegenden zum Hangenden folgt eine Grundmoräne (KELLERHALS 1974a, GEOTEST 1982), dann eine feinkörnige Schichtserie (Bohrung H33 in WEA 1989/91, Koord. 2619.530/1230.400) und darüber eine Schottersequenz, in deren Dach in der Kiesgrube Heimenhausen-Hinterfeld (Koord. 2619.105/1229.590, Atlasblatt Solothurn) ein Paläoboden mit bis 6 m mächtigen Verwitterungskeilen aufgeschlossen ist (s.a. VOGEL

2011). Den Abschluss bilden Sedimente mit einem ausgeprägten Findlingshorizont an der Basis des Rückzugsschotter (GNÄGI 2011b), die auf die Birrfeld-Eiszeit zurückgehen könnten.

q_{SLS} Schwarzhäusern-Lehm

Im Steibachtäli (östlich des Steibachweihers), in der SE-Ecke des Kartengebiets, steht unter einer Deckschicht eine mehrgliedrige Sequenz an, die zur Füllung des «Tieferen Berken-Trogs» gehört (s.o.). Nicht anstehend ist der Schwarzhäusern-Lehm, aber er wurde in der Bohrung H33 zwischen 418 und 435 m ü.M. angefahren (Koord. 2619.530/1230.400, WEA 1989/91). Er besteht aus einer grauen bis gelben feingeschichteten Wechsellagerung von sandigem oder tonigem Silt bis siltigem Sand. Aufgrund von Bohrresultaten und Baugrubenaufschlüssen kann er nach NE bis ins Becken von Aarburg verfolgt werden (ein gut zugänglicher Aufschluss besteht beim Eingang zur Kiesgrube Aarwangen-Risi). Die Pollenanalyse der Schicht 420–426 m ü.M. in Schwarzhäusern ergab nahezu sterile Verhältnisse (schriftl. Mitt. W. Tinner). Es handelt sich also vermutlich um eine mindestens teilweise kaltzeitliche Seeablagerung. Das Liegende bildet eine Grundmoräne (KELLERHALS 1974a, GEOTEST 1982). Untersuchungen am Trogrand lassen einen stratigraphischen Zusammenhang mit dem Aarburg-Till auf den flankierenden Hügeln vermuten, der bisher der Beringen-Eiszeit zugewiesen wurde (CSD 1982, BITTERLI et al. 2011).

q_{sB} Berken-Schotter

q_{sdB} Berken-Sand

An der rechten Seite des Steibachtäli folgen im Hangenden des Schwarzhäusern-Lehms der Berken-Sand und der Berken-Schotter (KELLERHALS 1974b). Der Berken-Schotter ist in der Kiesgrube Oberberken gerade östlich des Steibachtäli (Atlasblatt Murgenthal, Koord. 2620.040/1230.700) aufgeschlossen (der Berken-Sand je nach Abbaustand). Der Berken-Sand ist ein gelber Fein- bis Mittelsand. Er ist mit einer Mächtigkeit von bis 16 m rinnenartig in den Schwarzhäusern-Lehm eingelagert und wird seinerseits von Rinnen mit Berken-Schotter durchzogen. Die petrographische Zusammensetzung, eine Toteissackung und eine glazial gestauchte Schichtpartie (Kiesgrube Heimenhausen-Hinterfeld, Koord. 2619.090/1229.490, Atlasblatt Solothurn) sowie eine Grundmoränenzwischenlage (WEA 1989/91, Beilage 3) legen eine zweiphasige Ablagerung des Berken-Schotter nahe. Die Mächtigkeit beträgt in Heimenhausen-Hinterfeld max. 25 m (GEOTEST 1982). Dort wurde im Dach zudem ein eindrücklicher Paläoboden mit bis 6 m tiefen Verwitterungskeilen angefahren (SCHUMACHER 2001, VOGEL 2011), der in der Kiesgrube Oberberken nur noch teilweise erhalten ist. Da solche Böden bisher nur aus Warmzeiten bekannt sind und die basale Grundmoräne in Bohrungen bis

über die letzteiszeitlichen Maximalgrenzen hinaus nachgewiesen wurde, kommt für die Füllung des «Tieferen Berken-Trogs» nur ein präletzteiszeitliches Alter in Betracht.

Wangen-Berken-Rinne

Die Aare wechselt bei Wangen a.A. ihren Lauf vom Solothurn-Trog in den Berken-Trog. Diese Querverbindung schneidet die Trogläufe (ehemalige Gletscherflussrichtung) in einem Winkel von 45°. Sie ist schmal mit steilen Wänden in die USM des Hügelszugs Gensberg-Röthenbachplateau-Längswald eingetieft. Die Felsbasis liegt östlich von Wangen a.A. zwischen 400 und 410 m ü.M., also nur wenig höher als die Felsschwelle am Übergang vom Solothurn- zum Bipper Trog. Das durchschnittene Felsplateau zwischen Bipper und Berken-Trog liegt auf 450 m ü.M. (BITTERLI et al.2011). Frühere Autoren (WEA 1984/97) nahmen an, dass die Aare bis zur späten Birrfeld-Eiszeit im Bipper Trog verlief und der Durchbruch zum Berken-Trog erst postglazial entstand. Im Bipper Trog konnte bisher weder im Attiswil-Schotter noch in den Sedimenten der Birrfeld-Eiszeit ein warmzeitlicher Aarelauf nachgewiesen werden. ZIEGLER & FRAEFEL (2009) gehen für die Eintiefung der Aareklus von Aarburg durch den Born von einem Alter zwischen 7,2 und 4,2 Ma aus, was ein Hinweis darauf sein könnte, dass das Aaretal schon zu dieser Zeit nicht direkt dem heutigen Jurasüdfuss entlang verlief. Dies wird auch durch den «Höheren Berken-Trog», eine der ältesten glazialen Strukturen im Oberaargau (BITTERLI et al.2011), gestützt. Seine Trogachse verläuft nur wenig westlich des heutigen Aarelaufs zwischen Berken und Aarburg. Die Felsbasis lag mit ca. 430 m ü.M. bereits tiefer als das Felsplateau beiderseits der Wangen-Berken-Rinne. Somit erfolgte die initiale Anlage dieser Rinne bereits während der Ausschürfung des «Höheren Berken-Trogs». Die Seesedimente im Solothurn-Trog verlanden auf der Kote der Felsschwelle der Wangen-Berken-Rinne (410 m ü.M., z.B. Bohrung bei Koord.2617.735/1232.040). Der Abfluss des Sees durch den Bipper Trog war durch den Attiswil-Schotter versperrt. In der Kiesgrube Walliswil b.N. stehen zudem im Attiswil-Schotter auf ca. 435 m ü.M. einzelne Lagen mit einer Imbrikationsrichtung parallel zur Wangen-Berken-Rinne an. Dies legt nahe, dass diese Rinne präletzteiszeitlich angelegt und sukzessive eingetieft wurde.

Spätes Pleistozän

BIRRFELD-EISZEIT

(Letzter glazialer Zyklus)

Die Gletscher der Schweizer Alpennordseite stiessen seit dem letzten Inter-glazial vermutlich dreimal über den Alpenrand hinaus vor und schufen dabei neue glaziale Becken (GRAF 2009). Die ersten beiden Vergletscherungen sind aber erst durch einzelne Datierungen von wenigen Standorten belegt (IVY-OCHS et al. 2008). Eine erste Vergletscherung reichte vor 100 ka nach GRAF (2009) bis ins Zürcher Oberland (Hombrechtikon-Vergletscherung) und hinterliess die Deltaschotter von Gossau (PREUSSER et al. 2003). Eine zweite Vergletscherung könnte vor ca. 70 ka das Gebiet von Finsterhennen erreicht haben (PREUSSER et al. 2007), während im unteren Reusstal die glazifluvialen Mülligen-Schotter abgelagert wurden (PREUSSER & GRAF 2002). Die jüngste, nochmals aus mehreren Vorstössen bestehende Vergletscherung dauerte im Mittelland von ca. 30 bis 17,5 ka (PREUSSER et al. 2011). In der Nordschweiz sind zwei Hauptvorstösse dokumentiert (Lindmühle- und Birnenstorf-Vergletscherung). Dazwischen liegt ein Eisrückzug unbekanntem Ausmasses, der mit intensiver Schmelzwassererosion und im Rheingletschergebiet mit Torfbildung verbunden war. Dies ist insbesondere für den Linth-Rheingletscher belegt (KELLER & KRAYSS 2005, GRAF 2009). Anschliessend erfolgte der sukzessive Eisrückzug, der durch mehrere Halte und Wiedervorstösse unterbrochen wurde, bevor das Eis schnell zerfiel und die Gletscher sich in die Alpen zurückzogen (IVY-OCHS et al. 2008).

Die tief verwitterte Grundmoränendecke NE der Linie Niederbipp-Bannwil-Thunstetten wurde traditionell den grossen Vorstössen der Beringen-Eiszeit zugeschrieben (GERBER & WANNER 1984). SW davon liegen im Gebiet Solothurn-Oberaargau mehrere Endstände von jüngeren Vorstössen nahe beieinander, die damit in der Spätphase der Beringen-Eiszeit oder während der Birrfeld-Eiszeit stattgefunden hätten. Da die Abgrenzung Mittleres/Spätes Pleistozän bisher nicht vorgenommen werden konnte (s.o.), ist der Maximalstand der Birrfeld-Eiszeit («local LGM») Gegenstand der aktuellen Diskussion (s.o.).

Nach dem traditionellen Modell der vier Eiszeiten wurden das ausgedehntere «Ältere Wangener Stadium» mit der noch wenig reichenden «Langenthaler Schwankung» und das etwas weniger ausgedehnte «Jüngere Wangener Stadium» als zwei Stadien einer einzigen «Würm»-Vergletscherung unterschieden (NUSSBAUM 1910, GERBER & WANNER 1984). Zwischen Wangen a.A. und Solothurn wurden zusätzlich das Brästenberg- und Solothurn-Stadium ausgeschieden. Ob es sich bei diesen beiden um Rückzugsstadien oder spätglaziale Wiedervorstösse handelte bzw. in welcher Reihenfolge sie stattfanden, wurde kontrovers diskutiert (BECK 1957, ZIMMERMANN 1963, Diskussion in LEDERMANN 1978). Wäh-

rend das «Ältere Wangener Stadium» durch einen Endmoränenkomplex im Raum Oberbipp–Bannwil–Thunstetten deutlich dokumentiert schien, blieb die genaue Ausdehnung des «Jüngeren Wangener Stadiums» unsicher, wurde aber auf der Linie Wangen–Inkwil–Burgäschi–Seeberg vermutet. Die zahlreichen wallförmigen Hügelstrukturen am Jurasüdfuss zwischen Lommiswil und Niederbipp wurden zu Seitenmoränen verbunden und den verschiedenen Stadien zugeordnet (z.B. NUSSBAUM 1910, BECK 1957, ZIMMERMANN 1963). Die Zusammengehörigkeit dieser Segmente ist aber selten eindeutig und wurde verschieden gehandhabt. Sedimentologisch handelt es sich nicht immer um Moränenwälle, sondern teilweise um Terrassenkanten oder Rundhöcker (Sackungsmasse von Wiedlisbach, Molasse, Attiswil-Schotter). Das «Jüngere Wangener Stadium» konnte nie bestätigt werden. Es wurden bis heute keine Moränenwälle eines Gletscherstandes bei Wangen a.A. festgestellt. Die Hügelzüge Aeschi–Oenzberg und Gensberg, die NUSSBAUM (1910) als «Moränenamphitheater von Wangen» bezeichnet, sind keine Moränenwälle, sondern in Gletscherrichtung überschiffene Molasserücken mit einem nur wenige Meter mächtigen Grundmoränenüberzug. In Aeschi stand 2011 nahe des höchsten Punktes in einer Baugrube (Koord.2616.820/1225.575) unter 5 m Grundmoräne direkt Molasse an. Die Anhöhe nördlich Wangen a.A. ist eine Terrassenkante im Attiswil-Schotter und ebenfalls kein Moränenwall. Im östlich daran anschliessenden Chleihölzli steht Grundmoräne an. Aufgrund des Blockhorizontes im Rückzugsschotter des Niederbipp-Vorstosses, einer Toteissackung im Berken-Schotter der Kiesgrube Schwarzhäusern-Ruefshusen (ZIMMERMANN 1969) und der Grundmoränenbedeckung von Stirnmoränenwällen des Niederbipp-Vorstosses führte BINGGELI (1971) die «Langenthaler Schwankung des Älteren Wangener Stadiums» ein. Diese Phänomene gehen aber auf unterschiedliche Vergletscherungen zurück (GNÄGI 2011b).

Bis gegen Ende des letzten Jahrhunderts wurde, wie die Namensgebung der Wangener Stadien zeigt, aufgrund von Feldbeobachtungen und Pollenanalysen davon ausgegangen, dass der Frühvorstoss der Birrfeld-Eiszeit im System Walliser/Aaregletscher der ausgedehntere war als der Spätvorstoss (z.B. GERBER 1950, BECK & RUTSCH 1958, WEGMÜLLER 1992). Dies wurde erstmals von SCHLÜCHTER (1976) aufgrund von Arbeiten im mittleren Aaretal und dem Zeitpunkt des globalen LGM in Frage gestellt. IVY-OCHS et al. (2004) ordnen das «Ältere Wangener Stadium» aufgrund von kosmogenen Oberflächenaltersbestimmungen an Erratikern auf dem Steinhof und Steinenberg (Atlasblatt Solothurn) dem Maximalvorstoss der jüngsten Vergletscherung der Birrfeld-Eiszeit zu. Damit wären der Brästenberg- und der Solothurn-Vorstoss späte Wiedervorstösse der gleichen Vergletscherung. Wie oben erwähnt, konnte diese Zuordnung aber bisher mit der tiefen Verwitterung der zugehörigen glazialen Sedimente nicht in Übereinstimmung gebracht werden.

Über der provisorisch in die späte Beringen-Eiszeit gestellten Attiswil-Debrisflow-Ablagerung (s.o.) sind im Untersuchungsgebiet noch vier oder fünf Glet-

schervorstösse nachgewiesen, die in diesen Erläuterungen vorläufig der Birrfeld-Eiszeit zugeordnet werden. Deutlich ausgebildet sind von NE nach SW, was zugleich von älter zu jünger bedeutet, der Langenthal-, der Niederbipp-, der Brästenberg- und der Solothurn-Vorstoss. Sie erstrecken sich auch über die Gebiete der benachbarten Atlasblätter Solothurn, Balsthal, Langenthal und Murgenthal. Der Hobiel-Vorstoss ist noch sehr unsicher, da er bisher nur in der Kiesgrube Attiswil-Hobiel nachgewiesen wurde. Langenthal-, Attiswil- und Niederbipp-Vorstoss sind je durch eine Bodenbildung von einander abgegrenzt. Ob der Brästenberg- und Solothurn-Vorstoss einer jüngeren Vergletscherung entsprechen als der Niederbipp-Vorstoss, kann nicht entschieden werden. Die drei unterscheiden sich zwar durch eine zunehmend tiefere Bodenentwicklung voneinander und durch die petrographische Zusammensetzung der Kiesfraktion. Zwischen Brästenberg- und Niederbipp-Vorstoss ist der petrographische Unterschied allerdings gering, und es wurden noch keine trennenden Paläoböden gefunden.

In den Bohrungen im Solothurn-Trog (JÄCKLI 1965) wurde über dem Verlandungshorizont, der pollenanalytisch dem ausgehenden Gondiswil-Interglazial oder einem frühen Interstadial der Birrfeld-Eiszeit entsprechen könnte (Huttwil oder Ufhusen), nur noch eine Grundmoräne festgestellt, die weiter reicht als der Brästenberg-Vorstoss. Diese setzt direkt auf dem Verlandungshorizont auf und wird von einer Schotterlage bedeckt, in deren Dach weiter westlich Erratiker des Brästenberg-Vorstosses gefunden wurden (s.u.). Diese Grundmoräne könnte dem Niederbipp-Till (S. 108) entsprechen. Damit wäre das übertiefte Becken des Solothurn-Trogs im Zusammenhang mit dem Langenthal-Vorstoss oder einem Spätvorstoss der Beringen-Eiszeit entstanden.

Umgebung von Attiswil

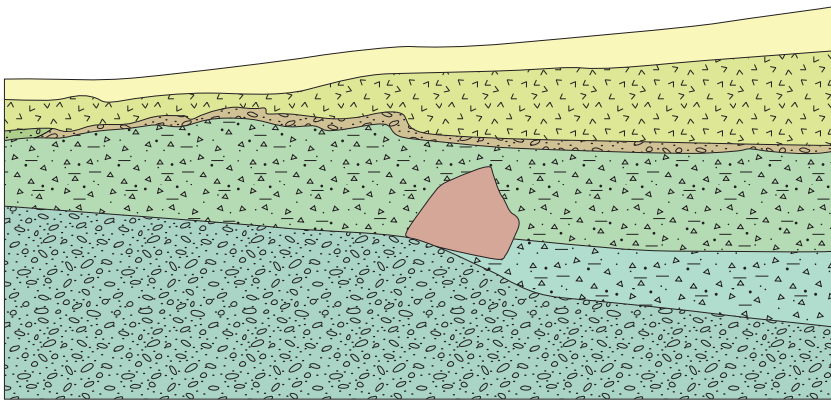
Ein Schlüsselprofil wurde im Kieswerk Attiswil-Hobiel in mehreren Phasen zwischen 2011 und 2014 freigelegt. Im Hangenden des Attiswil-Schotters und der Attiswil-Debrisflow-Ablagerung sind vier Gletschervorstösse mit trennenden fossilen Paläoböden dokumentiert. Vom Hangenden zum Liegenden stehen an (Fig. 30):

- Deckschichten mit holozäner Bodenbildung («Schwemmlöss» mit Kryoturbastruktturen/Würgeboden)
- Niederbipp-Vorstoss: Niederbipp-Till, teilweise verspült oder solifluidal verlagert, mit Paläoböden
- Hobiel-Vorstoss: Hobiel-Schotter (Rückzugsschotter mit Paläoböden) und Hobiel-Till
- Langenthal-Vorstoss: Sandlage mit Paläoböden und Langenthal-Till
- Attiswil-Debrisflow-Ablagerung mit Paläoböden (Verwitterungskeile, evtl. interglazial)
- Attiswil-Schotter



N

S




10m

Birrfeld-Eiszeit
Niederbipp-Vorstoss


 Diamikt

Hobiel-Vorstoss

 Hobiel-Schotter

 Hobiel-Till


Langenthal-Vorstoss

 Langenthal-Till

Beringen-Eiszeit

 Attiswil-Debrisflow-Ablagerung

 Attiswil-Schotter

 Aaregranit-Findling


 Deckschichten i.Allg.



Fig. 31: Der Hobiel-Schotter (braunes Kiesband) wurde zusammen mit dem darin entwickelten Boden durch den Niederbipp-Vorstoss gestaucht (die Bodenbildung ist also älter als der Niederbipp-Vorstoss). Dabei wurde der Langenthal-Till im Liegenden in den Hobiel-Schotter hochgepresst (links im Bild). Kieswerk Attiswil (Vigier AG). Foto C. Gnägi 2014.

Nicht anstehend, da Attiswil NE ihrer Endstände liegt, sind Ablagerungen des Solothurn- und des Brästenberg-Vorstosses.

Langenthal-Vorstoss

Der Langenthal-Vorstoss ist im Oberaargau vor allem durch den Langenthal-Till und die daraus ausgewaschene Blocklage nachgewiesen. Der Langenthal-Till ist in der Kiesfraktion petrographisch durch einen Alpenkalkgehalt von $> 40\%$ und einen höheren Sandstein- als Quarzitgehalt charakterisiert. Die Entkalkungstiefe liegt bei $> 2,3$ m. Der Skelettanteil ist vor allem im Basisbereich hoch. Dadurch weist der Rückzugsschotter eine markante basale Groblage mit Blöcken bis zu 300 m^3 auf (GNÄGI 2011b). Eine solche wurde in vielen Kies- und Baugruben entlang der ehemaligen Hauptschmelzwasserabflüsse (Gäu, Aaretal NE Wangen a.A., Önzal, Langenthaler Becken) im Gäu-Schotter, im Hangenden des Berken-Schotters bzw. des Schwarzhäusern-Lehms gefunden. Sie konnte gegen NE bis nach Schwarzhäusern (Kieswerk Ruefshusen, Koord. 2625.900/1233.900) nachge-

Fig. 30 (linke Seite): Aufnahme der Quartärsequenz im Kieswerk Attiswil-Hobiel. Der Abbaustand im Jahr 2014 lässt vier glaziale Sedimentkörper mit je einer Bodenbildung erkennen. Der Boden auf der Attiswil-Debrisflow-Ablagerung ist als Zapfenboden mit 2 m tiefen Verwitterungskeilen ausgebildet, die aktuell aber nicht sichtbar sind. Falls dies der Boden des Gondiswil-Interstadials ist, sind hier drei Stadiale der Birrfeld-Eiszeit dokumentiert. Die Sedimente des Langenthal- und Hobiel-Vorstosses (Hobiel-Schotter als braunes Kiesband) wurden durch den Niederbipp-Vorstoss glazial gestaucht (Detailaufnahme). Der 6 m^3 grosse, bis zuinnerst vergrusste Aaregranit-Findling dient zur Orientierung zwischen Foto und Querprofil. Die Profilhöhe über dem Attiswil-Schotter beträgt 6 m. Der Attiswil-Schotter steht als 50 m mächtige Sequenz an (Fig. 29). Foto C. Gnägi 2014.

wiesen werden, d.h. bis über die Maximalausdehnung des Niederbipp-Vorstosses hinaus. Da der Attiswil-Till bisher NE von Attiswil nicht nachgewiesen werden konnte, wird diese Blocklage dem Langenthal-Till zugeordnet.

Bei Oberbipp ist der Langenthal-Vorstoss gut vom Maximalstand des Niederbipp-Vorstosses abgrenzbar. Die Bohrung bei Koord.2616.622/1233.761 liegt auf einer stirnmoränenartigen Geländestruktur und zeigt zwei durch Stillwassersedimente und Schotter getrennte Moränenlagen. Die Bohrung bei Koord. 2616.705/1233.907 liegt NE ausserhalb des Endmoränenkranzes, zeigt nur noch eine Moräne und darüber feinkörnige Ablagerungen des extramoränen Sees, der entstand, als der spätere Vorstoss den Oberbipper Dorfbach aufstaute. Aufgrund der Höhenlagen wird die Moräne im Liegenden dem Langenthal-Vorstoss zugeordnet, diejenige im Hangenden dem Niederbipp-Vorstoss.

Der in einer Baugrube am Jurasüdfuss NE des Spitals von Niederbipp angefahrne Till (WEA 619/235.2, Koord.2618.860/1235.840) entspricht petrographisch dem Langenthal-Till. Dies deutet darauf, dass der Langenthal-Vorstoss mindestens bis Niederbipp reichte (Fig.23), wo er auch in verschiedenen Bohrungen angefahren wurde, z.B. beim Bahnhof Niederbipp (Koord. 2619.605/1235.805). Während am NE-Rand der Kiesgrube Niederbipp-Holzhäusern der Blockhorizont aus dem Langenthal-Till noch angeschnitten wurde, finden sich 2 km NE im Kieswerk Aebisholz (Koord. ca. 2622/1235) keine Anzeichen mehr. Im Osten bildet der Langenthal-Till bei Bützberg-Rain die Geländeoberfläche; er wurde in mehreren Baugruben (z.B. bei Koord.2623.040/1229.700) festgestellt. Er reicht aber auf dem Hügelzug Herzogenbuchsee-Schoren nur bis Thunstetten-Kirche. NE davon stand in Baugruben bereits zwischen drei und vier Meter tief entkalkte Moräne an, die deshalb der Beringen-Eiszeit zugeordnet wird.

In der Kiesgrube Attiswil war der Langenthal-Till 2015 in der Nord- und Ostwand gut aufgeschlossen (Koord.2613.800/1231.800). Der Übergang von der Grundmoräne in den Findlingshorizont kann im stillgelegten Ostteil der Kiesgrube Walliswil b.N. beobachtet werden (GNÄGI 2011b). Im ebenfalls stillgelegten Westteil steigt der Langenthal-Till von 430 m in der Wangen-Berken-Rinne auf 460 m in der heutigen Hauptgrube (diskordant dem Attiswil-Schotter auflagernd), wo er noch als schmales Band im Liegenden des Vorstosseschotter des Niederbipp-Vorstosses sichtbar ist.

In der Kiesgrube Attiswil-Hobiel ist in den Sedimenten des Langenthal-Vorstosses ein reliktscher Paläoboden aufgeschlossen (s. Fig. 31) und in Walliswil b.N. sind im Westteil zwischen dem liegenden Langenthal-Till und dem hangen-

Fig.32 (rechte Seite): Hauptgrube Walliswil (Profilhöhe ca. 65 m). Unten: Attiswil-Schotter, glazifluviale, rhythmisch geschichtete Schottersequenz (Finning-upward-Zyklen). Oben: Stirnmoränenwall des Niederbipp-Vorstosses, bedeckt vom Niederbipp-Till. Trennende Lage ist der noch ca. 1 m mächtige Langenthal-Till. Von der petrographischen Zusammensetzung könnte hier ein Teil des Attiswil-Schotter auch zum Langenthal-Vorstoss gehören. Reproduziert aus GNÄGI (2011b).



den Niederbipp-Till Paläobodenlinsen eingeknetet. Dies ermöglicht es, aufbauend auf den Ergebnissen von BITTERLI et al. (2011), den Langenthal-Vorstoss einer eigenständigen, allerdings noch nicht datierten Vergletscherung zuzuweisen.

Hobiel-Vorstoss

Hobiel-Till Hobiel-Schotter

Dieser Vorstoss konnte bisher nur in der Kiesgrube Attiswil-Hobiel nachgewiesen werden und ist deshalb noch wenig fassbar. In der NE-Ecke stand 2015 im Hangenden der verwitterten Sedimente des Langenthal-Vorstosses auf wenigen Metern eine 0,5 m mächtige, nicht entkalkte Grundmoräne an, überlagert von einem 0,4 m mächtigen Kiesband, in dem ebenfalls ein reliktscher Paläoboden erhalten ist. Das Kiesband lässt sich über mehr als 100 m verfolgen. Es wurde durch den nachfolgenden Niederbipp-Vorstoss gestaucht (Fig. 31). Teilweise liegt es direkt dem Langenthal-Till bzw. der ihm zugehörigen Sandlage im Hangenden auf. Darüber liegen die Sedimente des Niederbipp-Vorstosses. Petrographisch entspricht der Hobiel-Schotter dem Hobiel-Till (deutlich mehr Sandsteine als Alpenkalke in der Kiesfraktion); er wird deshalb als lokale Aufarbeitung des Tills interpretiert.

Niederbipp-Vorstoss

Der Niederbipp-Till unterscheidet sich petrographisch vom Langenthal-Till durch Alpenkalkgehalte $< 40\%$ in der Kiesfraktion und in der Westfazies durch ein ausgeglichenes Verhältnis Alpenkalke/Sandsteine. In der Ostfazies überwiegen durch den Einfluss der aufgearbeiteten Napf-Molasse die Sandsteine. Die entkalkungstiefe unterscheidet sich nicht von der des Langenthal-Tills ($> 2,3$ m). Der Niederbipp-Vorstoss wird im Längwald und zwischen Herzogenbuchsee und Thunsetten (Atlasblatt Langenthal) durch einen Stirnmoränenkomplex begrenzt, der vom Gletscher aber im Längwald noch überfahren wurde. Dabei wurden mächtige Lagen von Grundmoräne und Schlammstromablagerungen abgelagert (HILDBRAND 1990). Der beste Aufschluss besteht heute in der Kiesgrube Walliswil b.N. (Fig. 32, Koord. ca. 2619/1232). Im Hangenden des Langenthal-Tills steht ein Vorstossschotter bzw. Stirnmoränenwall an, der lithologisch in den Niederbipp-Till übergeht. In Bohrungen kann der Niederbipp-Till durch eine trennende Schotterlage vom Langenthal-Till abgegrenzt werden (s.o., Langenthal-Vorstoss). Die Bohrbefunde lassen einen Verlauf des Maximalstands vom Jura-südfuss zwischen Wiedlisbach und Oberbipp zum Längwald vermuten (Fig. 23). Das Erlimoos könnte der Rest eines Zungenbeckensees sein. In der Rückzugphase wurden von Walliswil an aareabwärts und im Önzal (Atlasblätter Solothurn,

Langenthal und Murgenthal) der Gäu- und Berken-Schotter zerschnitten. Dadurch entstanden mehrere Terrassenniveaus mit ähnlicher Bodenentwicklung (MAILÄNDER 2001). Diese weisen im Dach jeweils eine wenige Meter mächtige Lage aufgearbeiteten Schotter mit einer basalen Blocklage auf. Teilweise wurde der Blockhorizont des Langenthal- und Niederbipp-Vorstosses zu einem einzigen kondensiert (GNÄGI 2011b).

Brästenberg-Vorstoss

Die Geländemorphologie östlich des St.-Verena-Kalksporns, zwischen Feldbrunnen-St. Niklaus, Riedholz und Attisholz, besteht aus einer kleinräumig strukturierten Hügellandschaft, wie sie für verschachtelte Endmoränenwälle charakteristisch ist. Schon LANG (1863) erkannte darin wegen den zahlreichen Erratikern einen glazialen Blockwallkomplex. ZIMMERMANN (1963) erwähnt glazialen Blockschutt aus einer Bohrung am Hügel des Weierrains (SE Riedholz). Am Nordrand seiner östlichen Fortsetzung war 2012 in einer Baugrube (Koord.2609.470/1231.070) blockreicher, wenig entkalkter Moränenschutt aufgeschlossen, der nicht von Grundmoräne bedeckt ist, und in der NE anschliessenden Mulde verschwemmte Moräne mit einzelnen Erratikern. Bei Weierrain (zwischen St. Niklaus und Riedholz) könnte ein Trompetental gelegen haben, dessen Abflussrinne Richtung Attisholz noch heute deutlich erkennbar ist. Beim Abbaustand 2015 war in der Kiesgrube Attisholz diese Rinne angeschnitten. Sie weist eine typisch proglaziale Sedimentfüllung auf. Feinkörniger Flow Till wechselt mit Blockschutt und Schotter. Die Rinnenbasis liegt bei Attisholz zwischen 440 und 450 m ü.M. Eine dichte Blockstreu leitet vom Weierrain über den St.-Verena-Kalksporn zu morphologisch ausgeprägten Seitenmoränenwallsegmenten am Jurasüdfuss über. Sie steigen innerhalb von 3 km über Rüttenen-Oberdorf-Lommiswil auf 600 m ü.M. auf, was von einer steilen Gletscherfront zeugt. Nördlich davon entstand ausgehend vom Fallerenboden bei Oberdorf Richtung Hubersdorf eine randglaziale Entwässerungsrinne. Die Fortsetzung der Wälle könnte vom Brästenberg gegen Süden über die Aareebene und den Emmeschuttkegel geführt haben, da in der Aare bei der Emmemündung sowie in Luterbach, Derendingen und Deitingen bei Bauprojekten wenige Meter unter der Oberfläche zahlreiche in Emme-Schotter eingebettete Erratiker gefunden wurden (MOLLET 1928). NE der Linie Riedholz-Deitingen liegen die in Bohrprofilen angefahrenen Grundmoränenvorkommen im Solothurn-Trog tiefer als das Niveau des Brästenberg-Vorstosses (JÄCKLI 1965), dessen Basis aufgrund der Erratiker bei der Emmemündung (LANG 1863) auf mindestens 425 m ü.M. vermutet werden kann. Die Entkalkungstiefe auf den Sedimenten des Brästenberg-Vorstosses liegt zwischen 1,3 und 1,8 m. Ausserhalb der Ausdehnung des Brästenberg-Vorstosses (z.B. Attisholz, Hubersdorf, Attiswil und auf dem Moränenplateau Subingen-Deitingen Wald), liegt die Entkalkungstiefe der Grundmoränendecke >2,3 m. Diese Befunde deuten darauf, dass die

Gletscherzunge des Brästenberg-Vorstosses nicht bis nach Wangen a.A. reichte. Dies wird auch durch den temporären Aufschluss in einer Baugrube am Rand der Alluvialebene bei Wangenried (Koord. 2616.100/1230.105, 435 m ü.M.) gestützt. Die anstehende randglaziale Debrisflow-Ablagerung (80% der Alpenkalk gekritz) stimmt petrographisch mit dem Niederbipp-Vorstoss überein.

Petrographisch wird der Brästenberg-Till durch einen deutlich höheren Sandstein- als Alpenkalkgehalt in der Kiesfraktion (Verhältnis 4:3) charakterisiert.

Solothurn-Vorstoss

Im Gebiet von Atlasblatt Solothurn wird der Solothurn-Vorstoss als Rückzugsstadium der letzten Vergletscherung ausgeschieden (LEDERMANN 1978). Aufgrund der kartierten Wallmoränen im Gebiet der Atlasblätter Büren und Solothurn können zwei Phasen unterschieden werden, die im Raum Solothurn zusammenlaufen. Eine Reihe von länglichen Hügeln liegt beiderseits des Aaretals auf der Höhe von ca. 500–510 m bei Lengnau (Grot), Leuzigen (Längenberg), Bettlach (Büelen) und Selzach (Länghölzli), ist weiter östlich aber nur noch südlich des Aaretals erhalten (Hunnenberg). Beidseitig des Aaretals entstand oberhalb dieses höher gelegenen Walls eine randglaziale Sammel- und Abflussrinne für die durch den Gletscher gestauten Bäche aus dem Jura und Bucheggberg. Sie mündete nördlich des Aaretals in die Sanderfläche bei Solothurn und südlich der Aare vermutlich in die Rinne von Engi. Verschiedene Bohrungen zeigen, dass sie tief in die Molasse eingeschnitten ist (Oberkante der Molasse in der Rinne westlich von Bettlach unter der Bergsturzmasse von Grenchen auf 457 m ü.M., Koord. 2598.737/1228.259) und grundwasserführenden Kies und Sand enthält (MOLLET 1944 und neuere Erdsondenbohrungen). Eine zweite Serie von länglichen Hügeln liegt 20–30 m tiefer und schliesst mit einem reliktschen Kranz von Endmoränen zwischen der Eisenbahn- und der Rötibrücke in Solothurn. Beim Bau dieser Brücken kam die für Endmoränen charakteristische Verzahnung von Grundmoräne, verschwemmter Moräne, Erratikern und Schotterlagen mit gekritzten Geschieben zum Vorschein (MOLLET 1928). Die «Wallmoränen» entlang des östlichen Seeland-Trogs bestehen teilweise aus längsgeschliffenen Molasserücken (z.B. Büelen und Hunnenberg) oder Terrassenkanten des Seeland-Schotters (nördlich von Nennigkofen) mit nur geringer Moränenbedeckung. Zwischen der Stadt Solothurn und dem Moränenkomplex von Brästenberg liegt das Gletschervorfeld (q_{4s}) mit proximalem glazifluvialtem Material (so z.B. 2012 in einer Baugrube bei Feldbrunnen aufgeschlossen, Koord. 2608.690/1229.780; s.a. LEDERMANN 1977, 1978).

Die Stellung des Solothurn-Vorstosses wird in LEDERMANN (1977, 1978) kontrovers diskutiert. Es blieb ungeklärt, ob es sich um einen Rückzugshalt oder einen spätglazialen Wiedervorstoss der letzten Vergletscherung handelt bzw. sogar um einen älteren Vorstoss als derjenige von Brästenberg. Wären, wie ZIMMERMANN (1963) postuliert, die Ablagerungen des Solothurn-Vorstosses durch den

Brästenberg-Vorstoss noch überfahren worden, müssten die Ablagerungen des Solothurn-Vorstosses von Grundmoräne bedeckt sein. Verschiedene Bohrungen auf Wallsegmenten bei Solothurn (Koord. 2605.684/1229.253, 2608.180/1229.241, 2607.670/1229.180, 2607.702/1229.186) haben aber als oberste Schicht nur kiesiges Moränenmaterial angefahren. Bohrungen in den randglazialen Entwässerungsrinnen und in der Sanderfläche östlich Solothurn stiessen auf keine eindeckende Grundmoräne. Zudem ist die Bodenentwicklung auf den Sedimenten des Solothurn-Vorstosses weniger tief als diejenige auf den Sedimenten des Brästenberg-Vorstosses. Mit 1–1,3 m entspricht sie denjenigen auf den Sedimenten des Bern-Stadiums der letzten Vergletscherung des Aaregletschers sowie denjenigen auf den Sedimenten der Vergletscherungen der späten Birrfeld-Eiszeit i. Allg. in der Zentral- und Nordschweiz (GRAF 2009, KOCK et al. 2009). Da der Solothurn-Vorstoss zusätzlich mit dem Seeland-Schotter ein eigenes Schotterfeld aufweist, dürfte es sich eher um einen unabhängigen Vorstoss als um ein Rückzugsstadium des Brästenberg-Vorstosses handeln.

Der «Solothurner See»

In diesem Zusammenhang ist auch auf die Frage des «Solothurner Sees» einzugehen. Seit mehr als 100 Jahren (FAVRE 1883) wird in der geologischen Literatur ein zusammenhängender See von Yverdon bis Aarwangen postuliert, der sich beim Rückzug des Walliser Gletschers am Ende der letzten Vergletscherung an der «Endmoräne bei Wangen a.A.» und später «an der Moräne des Solothurn-Stadiums» gestaut habe. In den letzten 30 Jahren wurde diese Hypothese verschiedentlich kritisch hinterfragt (WOHLFARTH-MEYER 1990, LEDERMANN 1991a). Auf der Linie Niederbipp–Bannwil–Thunstetten (= «Endmoränen bei Wangen a.A.» sensu FAVRE 1883) liegt im Bereich von 480 bis 510 m ü.M. ein Endmoränenkomplex (GERBER & WANNER 1984, BITTERLI et al. 2011). Die tiefgreifende Bodenentwicklung, die darin stattgefunden hat, stellt eine Zuordnung zu den Vergletscherungen der späten Birrfeld-Eiszeit in Frage (BITTERLI et al. 2011). Die zugehörige Abfolge von Erosionsterrassen entwickelte sich rückschreitend, was gegen eine Staulage spricht. Im Solothurn-Trog zwischen Zuchwil und Wangen a.A. ist über feinkörnigen Beckensedimenten in vielen Bohrungen eine Verlandungsebene festgestellt worden, die mit der Felsschwelle bei Wangen a.A. auf ca. 400 m ü.M. korrespondiert (JÄCKLI 1965). Diese Verlandungsebene wird ausserhalb des Emme-Schotters durch eine Grundmoräne überlagert. Seesedimente, die sich auf eine Staukote von ca. 470 m ü.M. beziehen würden, konnten keine nachgewiesen werden. Im Dach der Verlandungsebene wurden Kiefer- und Rottannen-Pollen gefunden, was auf kühl-gemässigte Verhältnisse hinweist (FURRER 1948). Kiefer-Rottannen-Waldgesellschaften konnten pollenanalytisch im östlich anschliessenden voralpinen Hügelland am Ende des Gondiswil-Interstadials und in der Frühphase der Birrfeld-Eiszeit nachgewiesen werden (WEGMÜLLER 1992). Die einde-

ckenden Emme-Schotter wurden nicht als Deltaschotter in einen See abgelagert, sondern in verschiedenen Rinnen über die ganze Breite des Solothurn-Trogs (JÄCKLI 1965). Ein See zwischen Solothurn und Wangen a.A. existierte also auf der Höhe der Felsschwelle bei Wangen a.A., verlandete aber spätestens in einer Frühphase der Birrfeld-Eiszeit. Es gibt keine Hinweise auf einen grossflächigen jüngeren See in diesem Gebiet.

Westlich Solothurn–Zuchwil sind oberflächennahe Seeablagerungen nachgewiesen, die mit dem Solothurn-Vorstoss der letzten Vergletscherung korrelieren (MOLLET 1928, WOHLFARTH-MEYER 1990, LEDERMANN 1991a). Da der östliche Seeland-Trog (Abschnitt Büren–Solothurn) um mehr als 170 m übertieft wurde (Bohrungen bei Koord.2600.825/1226.625), ist nicht klar, welcher Anteil der (möglicherweise polygenetischen) feinkörnigen Beckenfüllung allenfalls subglazial abgelagert wurde bzw. wie ausgedehnt allfällige postglaziale Seebildungen waren.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass es zwischen Yverdon und Wangen a.A. während Vergletscherungen (auch subglazial) und in Gletscherrückzugsphasen lokal immer wieder zu Seebildungen kam, denn die Beckensedimente sind durch mehrere Grundmoränenlagen gegliedert (PUGIN 1991, JÄCKLI 1965), und Seesedimente kommen in verschiedenen Höhenlagen vor. Partiiell sind sie zudem vorbelastet – wurden also glazial überfahren (WOHLFARTH-MEYER 1990). Eine Korrelation von Einzelvorkommen solcher Seesedimente durch Pollenanalysen und Datierungen steht noch aus.

Solothurn- und Bipper Trog

q_{SLF} Flumenthal-Lehm

Als Flumenthal-Lehm s.l. wird die feinkörnige Füllung der Übertiefung im Solothurn-Trog zwischen Solothurn und Wangen a.A. bezeichnet. Sie ist nur aus Bohrungen bekannt (JÄCKLI 1965, AFU 2010, Erdsondenbohrungen). Die tiefste Bohrung reicht bei Flumenthal auf 326 m ü.M. hinunter, erschliesst aber die Unterkante des Flumenthal-Lehms nicht (Koord.2613.135/1231.035). Diese oft als «Seesedimente» bezeichnete Füllung besteht lateral und vertikal aus einer diskontinuierlichen Wechsellagerung verschiedener feinkörniger Fraktionen, die durch die progradierenden Deltas von Emme und Siggern mit kiesreichen Schüttungen verfigert sind. Möglicherweise ist ein Teil der tieferen Beckenfüllung subglazial entstanden (Sand, Waterlain Till/Grundmoräne). Die Serie schliesst mit einer Pollen führenden Verlandungsebene ab, die von 420 m ü.M. bei Luterbach auf ca. 400 m ü.M. bei Wangen a.A. verläuft (s.a. Abschnitt Solothurn-Trog).

q_{SG} Gäu-Schotter

Im Bipper Trog verzahnen sich der Langenthal- und Niederbipp-Till mit der NE anschliessenden Schotterebene des Bipperramts/Dünnerngäus. Der Gäu-Schotter umfasst das Schotterpaket im Hangenden des Attiswil-Schotters, bestehend aus den nicht weiter differenzierten Vorstoss- und Rückzugsschottern der jüngeren (letzteiszeitlichen?) Gletschervorstösse, im Besonderen des Langenthal- und Niederbipp-Vorstosses.

q_{mW} Letzteiszeitliche Moräne (Till) des Walliser Gletschers

Bei der Kartierung wurde nicht zwischen den einzelnen Vergletscherungen, die zur Birrfeld-Eiszeit gehören könnten, unterschieden, da diese bisher nur an unverwitterten Aufschlüssen durch Geröllzählung differenziert werden können. Aber auch der Übergangsbereich zu den nur noch reliktsch erhaltenen, als vorletzteiszeitliche Moränen eingestuften Vorkommen ist unscharf. Von SW (Lommiswil) bis auf die Höhe von Wiedlisbach wurden alle Moränenvorkommen unterhalb der ersten Felsabbrüche am Jurasüdfuss der Birrfeld-Eiszeit zugewiesen. Von den zahlreichen Wallstrukturen wurden nur diejenigen als Moränenwälle in der Karte verzeichnet, bei denen aufgrund von Bohrungen oder Aufschlüssen mit einiger Sicherheit angenommen werden konnte, dass sie aus Moränenschutt aufgebaut sind (SCHLÜCHTER 1980).

q_l Lokalmoräne (Till)

Als Lokalmoräne wurde einzig eine wallähnliche Struktur südlich von Vermes (Koord. 2602.520/1240.220, PFIRTER et al. 1996) ausgeschieden.

q_{SE} Emme-Schotter, überlagert von geringmächtigen Überschwemmungssedimenten von Aare und Emme

In der Ebene zwischen Solothurn und Wangen a.A. liegt im Hangenden einer Grundmoräne oder, wo diese erodiert ist, über den darunter liegenden Seesedimenten der Emme-Schotter. Er wurde in über die ganze Trogbreite verteilten Rinnen abgelagert. Die nur wenige Meter mächtige Deckschicht im Hangenden des Emme-Schotters besteht aus feinkörnigen Hochflutsedimenten von Aare und Emme (JÄCKLI 1965). Die Emme baute im Raum Zuchwil-Luterbach-Deitingen einen Schuttkegel auf, der die Aare an den Nordrand des Trogs drängte. In den obersten Metern dieses Schuttkegels wurden bei Bauvorhaben verschiedentlich Erratiker angefahren, deren räumliche Verteilung mit dem Brästenberg-Vorstoss korreliert und damit in etwa seinen Maximalstand markieren könnte. Der Emme-Schotter umfasst den Zeitraum zwischen dem Niederbipp-Vorstoss und heute.

q_s Randglazialer Schotter des Solothurn-Vorstosses

Diese Ablagerungen sind vor allem aus dem Gebiet von Blatt Solothurn bekannt (LEDERMANN 1977, 1978), sind aber zwischen Solothurn und Feldbrunnen westlich des Brästenberg-Moränenkomplexes knapp noch auf dem Gebiet des Blattes Balsthal nachweisbar. Es handelt sich um schlecht sortierte Ablagerungen des Gletschervorfelds (Sander) aus Sand bis sandigem Kies mit Steinen und Blöcken, die nicht mehr von Grundmoräne überlagert sind (s. Solothurn-Vorstoss).

Pleistozän oder Holozän

Sackungsmassen

Zerrüttete Sackungsmassen

Aus Geländebefund, Bohrungen und der Geländemorphologie ist ersichtlich, dass sich zwischen Grenchen und Oensingen immer wieder kleinere und grössere Bergstürze und Sackungen ereigneten. Sie bestehen aus mesozoischen Gesteinen der ersten Jurakette, z.T. vermischt mit Molasse. Die grösste Sackungsmasse liegt zwischen Attiswil und Niederbipp; sie wird als Sackungsmasse von Wiedlisbach bezeichnet (WIEDENMAYER 1922). Die Sackungsmassen sind teilweise von Hangschutt und Moränenmaterial verdeckt und deshalb morphologisch nicht zu erkennen. Bei grösseren Sackungsmassen sind diese hangabwärts teilweise so stark in grössere Gesteinsblöcke zerfallen, dass von zerrütteter Sackungsmasse gesprochen werden kann.

Innerhalb des Juras treten ebenfalls zahlreiche Sackungsmassen auf, so z.B. zwischen Balsthal und Laupersdorf (Chatzenberg), NW von Laupersdorf (Langägerten und Längenstich) und NW von Aedermannsdorf (Brüllberg). Östlich von Balsthal liegt bei der Ziegelhütte (Aegerten) eine kleine Sackungsmasse vor, und NE des Dorfes besteht die Geländekante südlich Hemmet ebenfalls aus versacktem und stark zerrüttetem Malm.

Sackungsmasse von Wiedlisbach

Zwischen Attiswil und Niederbipp liegt im Übergang zwischen anstehenden Juragesteinen und der Molasse des Mittellands parallel zur Weissenstein-Antiklinale eine ausgedehnte Sackungsmasse aus Juragesteinen, wobei die Hauptmasse von Haupttrogenstein eingenommen wird. Die Sackungsmasse wurde ausführlich von WIEDENMAYER (1922, 1923) beschrieben. Im Ostteil der Sackungsmasse, im Tälchen der Antere, lässt sich im Verlauf des Haupttrogensteins und der Passwang-Formation noch sehr gut ein Gewölbebau erkennen. Wenig weiter westlich, nördlich von Grebli, stehen Staffelegg-Formation und Mergel des Keupers an. WIEDENMAYER (1923) interpretiert diese Verhältnisse als die versackte westliche Fort-

setzung des Usserbergs. Der Kern der Weissenstein-Antiklinale mit dem Haupttrogenstein-Gewölbe der Randflue blieb demnach stehen, während die höheren, durch die Ausserberg-Überschiebung repetierten stratigraphischen Einheiten versackten. Der Mittelteil der Sackungsmasse besteht im Wesentlichen aus Haupttrogenstein, als Ältestes tritt das Brüggl-Member der Passwang-Formation auf. Teilweise wird die Sackungsmasse ihrerseits von Bergsturztrümmern überlagert (z.B. Bohrung bei Koord. 2616.535/1234.592). Gegen Süden löst sich die Sackungsmasse zunehmend auf (zerrüttete Sackungsmasse) und geht in Blockschutt über.

In den Bohrungen, die die frontale Basis der Sackungsmasse erreichen, liegt sie direkt der Molasse auf, z.B. bei Koord. 2617.525/1234.470 bei 400 m ü.M. der Felsbasis des Bipper Trogs. Dies lässt vermuten, dass die Hauptmasse nach der Anlage des Solothurn-Bipper Trogs, aber vor der Ablagerung des Attiswil-Schotter niederging. Da die Sackungsmasse noch von einer prä-letzteiszeitlichen Moräne bedeckt, aber nach bisherigen Ergebnissen nicht unterlagert wird, könnte der Niedergang vor oder in der Frühphase der Beringen-Eiszeit erfolgt sein.

Rutschmassen

Rutschmassen bildeten sich vor allem aus den wenig kompetenten Schichtgliedern (Gipskeuper, Opalinus-Ton, Bärschwil-Formation, Effingen-Member, Elsässer Molasse). Insbesondere die mergelig ausgebildeten Anteile der Elsässer Molasse neigen zum grossflächigen Abrutschen.

In Lommiswil bestehen bezüglich der heutigen Oberfläche über 100 m tiefe, NNE-SSW verlaufende Rinnen im Molasserelief. In diese mit Moräne halb aufgefüllten Rinnen ging eine mächtige Rutschmasse nieder, die einen bis 30 m mächtigen Schuttkegel bildet, der bis westlich der Kirche hinunterreicht (Bohrung bei Koord. 2602.190/1230.330).

q_L Hanglehm, Schwemmlehm, Verwitterungslehm

Über den wenig kompetenten Schichtgliedern (Gipskeuper, Opalinus-Ton, Bärschwil-Formation, Effingen-Member, Elsässer Molasse) bildete sich eine oft mehrere Meter mächtige Bedeckung aus Hanglehm und Verwitterungslehm. Insbesondere über der mergelig ausgebildeten Elsässer Molasse entwickelte sich in den Gebieten, die ausserhalb des LGM-Eisrandes lagen, eine charakteristische, zu Rutschungen neigende Verwitterungsschicht. Wie zahlreiche Bohrungen belegen, kann diese Verwitterungsschicht mehrere Meter Mächtigkeit erreichen.

An der Geländeoberfläche liegt in Mulden und Rinnen weiträumig eine bis 1,5 m mächtige, verspülte Lage mit teilweise äolischen Bestandteilen, die deshalb oft als «Schwemmlöss» bezeichnet wird (CHRISTEN 1999, MAILÄNDER 2001, DETTWILER 2008, VOGEL 2011). Die konkaven Formen sind einesteils durch peri-

glaziale und andernorts durch erosive Prozesse entstanden. MAILÄNDER (2001) konnte an einigen Aufschlüssen durch stehende Gerölle und zerrissene Tonhäutchen im Liegenden der Deckschicht Kryoturbation nachweisen. Ausserhalb des Brästenberg-Vorstosses ist die Deckschicht verschiedentlich als eigentlicher Würgeboden ausgeprägt, so z.B. in der Kiesgrube Attiswil-Hobiell. Darin ist eine Parabraunerde entwickelt, allerdings nur mit einem schwachen Bt-Horizont. Sie enthält in vielen Profilen zahlreiche Holzkohlepartikel.

Hangschutt

Hangschutt begleitet die steilen Felswände aus Malm oder Hauptrogenstein und bildet an deren Fuss z.T. mächtige Ablagerungen. In den Gebieten ausserhalb des LGM-Eisrandes, vor allem in der Synklinale von Balsthal, ist der Hangschutt auf der verwitterungsanfälligen Elsässer Molasse häufig mehrphasig gegen die Talmitte zu verrutscht und versackt (vgl. Fig.33). Am Jurasüdfuss bildete sich an vielen Orten im Übergang von den anstehenden mesozoischen Gesteinen zur Molasse eine mächtige, oft mehrlagige Schicht aus Hangschutt, z.T. mit Moränenzwischenlagen und einer Deckschicht aus Hanglehm bzw. Kolluvium. Westlich von Oberdorf, im Gebiet Im Holz, zeigte sich anhand von Bohrungen ein komplexer Aufbau mit mehreren Lagen von Hangschutt und Moränen sowie z.T. eingelagerten Sackungsmassen. Der Hangschutt («Juragriem») wurde und wird vielerorts zwecks der Beschotterung von Wegen und Strassen abgebaut (Kap. Mineralische Rohstoffe, S. 158).

Holozän

Kalksinter

Das einzige grössere Vorkommen von Kalksinter befindet sich östlich von Balsthal auf dem Nordschenkel der Weissenstein-Antiklinale, bereits auf dem Gebiet von Atlasblatt Murgenthal (Koord. 2622.210/1241.190).

Torfmoore

Torfige Areale liegen am Südrand des Kartengebietes: Fuchsloch SW von Wangen a.A. (Koord. 2615.000/1215.000) und Mürgelimoos (knapp südlich ausserhalb des Gebietes, Koord. 2615.650/1229.950). Beide Vorkommen liegen auf feinkörnigen Hochflutsedimenten über Emme-Schotter. Es sind zwei geschützte Moore. Ebenso steht das Erlimoos, östlich von Wiedlisbach (Koord. 2616.900/1233.250) unter Naturschutz. Es bildete sich auf letzteiszeitlicher Moräne und Schwemtlehm. Auf Schwemtlehm liegt NE von Langendorf das nie ausgebeutete Torfareal Brüggmoos (Koord. 2606.250/1230.750).



Fig. 33: Die stillgelegte Hangschutt-(«Juragrien»)-Grube bei Koord. 2611.600/1240.125 nördlich von Herbetswil zeigt geschichteten Hangschutt in Wechsellagerung mit Bodenbildungen. Der gesamte Komplex selbst ist versackt und die höchsten Anteile von Bodenbildung und Hakenwurf betroffen. Da dieses Gebiet ausserhalb des LGM-Eisrandes lag, ist von einem hohen (evtl. pleistozänen) Alter der Hangschuttbildung auszugehen.

Ein kleines Torfareal entwickelte sich am Oberlauf des Busletenbaches auf letzteiszeitlicher Moräne (Koord. 2603.500/1230.900). SE des Gensberges treten in einer Glazialrinne zwei kleine Torfmoore auf Schwemmlehm auf (Koord. 2617.400/1230.300 und 2617.850/1230.400).

Alte Aareläufe

Zu Beginn des 18. Jahrhunderts sind im Raum Flumenthal–Attiswil einige Mäander der Aare korrigiert worden. Urkundlich belegt ist, dass vor 1712 die Aare südlich um den Schachen floss. Noch heute gehört der Schachen zur Gemeinde Flumenthal, obschon er jetzt südlich der Aare liegt (ALTERMATT 1879).

Künstliche Aufschüttungen, Auffüllungen

Neben ehemaligen Kiesgruben, welche teilweise oder vollständig verfüllt wurden, sind auch viele kleinere Geländedepressionen verfüllt worden. Eine gros-

se Aufschüttung stellt auch das nördliche Aareufer bei Walliswil dar. Speziell zu erwähnen ist der grossflächig verfüllte Talboden der Klus von Balsthal. Giessereisande aus den Von Roll'schen Werken wurden regional in zahlreiche (Bau-)Gruben, Senken und Geländedepressionen entsorgt.

TEKTONIK

Geographischer Überblick

Das Gebiet von Atlasblatt Balsthal umfasst als prominente morphologische Elemente den Jurasüdfuss, die Weissenstein- oder erste Jurakette (aus Solothurner Sicht), das Thal, die zweite oder Brunnersberg-Kette sowie, im NW, jenseits des Tals von Seehof, das Hügelland zwischen Gabiare und Scheltenbach, das etwas euphemistisch als dritte Kette bezeichnet werden kann. Die äusserste Ecke im NW schafft gerade noch via Vermes den Zugang zum Val Terbi. Durch die Blatterweiterung im NE wird das Guldental (im weiteren Sinn) erreicht.

Die Morphologie spiegelt bereits in groben Zügen die tektonische Gliederung, die sich von Süden nach Norden wie folgt darstellt (s. a. Fig. 34):

- Jurasüdfuss (Gäu-Synklinale) mit St.-Verena-Antiklinale
- Weissenstein-Antiklinale
- Welschenrohr-Balsthal-Synklinale, darin eingeschaltet
- Brandberg-Struktur, nördlich begrenzt durch die Wäscheten-Synklinale
- Graiter(-Brunnersberg)- und Farisberg-Antiklinale
- Moutier-Seehof- und Guldental-Mümliswil-Synklinale
- Raimeux-Passwang-Antiklinorium
- Vermes-Synklinale, im Norden begrenzt durch die Tiergarten-Antiklinale (ausserhalb des Kartengebietes)

Tektonische Einsichten im Laufe der Zeit

Einblick in die tektonische Struktur des Kartenblattes bieten die verschiedenen Klusen und Halbklusen, so die Klus der Gabiare (Rossmatte-Envelier-Vermes), die Klus der Raus (Klus von Gänsbrunnen), die Wolfschlucht, die Oberdörfer Chlus, der Balmberg und natürlich die Klus von Balsthal (Klus Oensingen-Balsthal, Dünnern-Klus) und die Lobisei (Klus St. Wolfgang/Balsthal-Mümliswil). Die beiden letzten, durch die Erweiterung des Blattes nach NE erstmals seit DELHAES & GERTH (1912) vollumfänglich auf einer geologischen Karte dargestellt, sind Schlüsselstellen der tektonischen Erforschung des Juragebirges und entsprechend als Geotope von nationaler Bedeutung klassiert (REYNARD et al. 2012). In der Klus von Balsthal hat MÜHLBERG (1903) erstmals die Existenz verfalteter Überschiebungen postuliert, nachdem er diese bereits früher in einem ersten Profilschnitt durch beide Klusen angedeutet hatte (MÜHLBERG 1893). Seine These stiess vorerst auf heftige Kritik (z.B. STEINMANN 1902). DELHAES & GERTH (1912) ordneten die Feldbeobachtungen von F. Mühlberg, welche er in ihren Augen fälschlich zu einer verfalteten Überschiebung zusammengefügt hat, einzelnen, durch rheintalische Brüche getrennten Schollen zu. Erst die Beobachtungen BUX-

TORFs (1916) während des Baus des rund 6,5 km SW des Kartengebietes gelegenen Grenchenbergtunnels, führten das Konzept der verfalteten Überschiebung zum Durchbruch.

Diese Kontroverse tangierte bereits verschiedene der wichtigsten Bauelemente, welche die Tektonik des Kartengebietes essenziell prägen:

- Aus Sicht der miozänen Jurafaltung «ererbte», im Oligozän entstandene rheintalische, d.h. NNE-SSW streichende Bruchstrukturen: allen voran die Südfortsetzung der östlichen Hauptstörung (Master Fault) des Oberrheingraben, von STEINMANN (1902) als Schwarzwald-Linie bezeichnet (LAUBSCHER 2008). Die Fortsetzung ins Grundgebirge ist durch die Abscherung der Sedi-mentbedeckung versetzt.
- Nord- und südvergente Überschiebungen mit Streichrichtungen um WSW-ENE.
- Faltung.

Die frühen Autoren haben Überschiebung und Faltung als eigenständige Prozesse betrachtet. Mit den Fault-Bend Folds und den Fault-Propagation Folds (SUPPE 1983) liegen heute Konzepte vor, die Faltung als zwingende Folge von Überschiebung bzw. Überschiebung als Folge von Faltung betrachten. Überschiebungsfreie Falten, wie Decollement- (JAMISON 1987), Chevron- («Kink-») oder gar viskosen Falten sind im Faltenjura auf einzelne Horizonte oder lokal begrenzte Stellen beschränkt. Unbestritten ist allerdings die Beobachtung (z.B. BITTERLI 1992), dass Überschiebungen und Falten unterschiedlicher Streichrichtung und unterschiedlichen Alters am Aufbau der meist komplexen Gewölbe beteiligt waren. Strittig ist jedoch, ob die Entstehung der Faltung einem System folgt (Faltung in Sequenz: südlichste Falte ist die älteste, nördlichste die jüngste oder umgekehrt) oder ob Überschiebung und Faltung wiederholt vor- und rückschreitend an verschiedenen Stellen erfolgte.

Ein weiteres wichtiges Element ist das Grundkonzept einer basalen Abscherung des Deckgebirges in den triassischen Evaporiten, insbesondere in denen des Mittleren Muschelkalks (z.B. BUXTORF 1907, LAUBSCHER 1965, 1986, JORDAN 1994). Vereinfachend, so auch in den Profilschnitten der Tafel I, wird von einem durchgängigen, mechanisch einheitlichen Abscherhorizont ausgegangen. Tatsächlich wird der Abscherhorizont aber von ursprünglich NNE-SSW streichenden rheintalischen, aber möglicherweise auch von reaktivierten WSW-ENE streichenden, variszischen Brüchen versetzt. Diese Versätze oder gar Unterbrüche mussten bei der Ausbildung eines durchgehenden Abscherhorizonts erst überwunden werden. LAUBSCHER (2008) postulierte, insbesondere auch für das hier betrachtete Gebiet, konsequenterweise die Existenz von lokalen Haftpunkten (Anchor Points), an welchen die Abscherung stark behindert wurde, was zur Verbiegung von Faltenachsen und zu lokaler Häufung extrem starker Deformation führte.

In jüngerer Zeit wird zudem postuliert, dass die Abscherung des Deckgebirges (Thin-Skin Tectonics) eine erste Phase der Bildung des Juragebirges beschreibt («Fernschub-Phase», Miozän, ca. 10–5 Ma vor heute), die später von einer Deformation mit Einbezug des Grundgebirges abgelöst wurde (Thick-Skin Tectonics) (z.B. MADRITSCH et al. 2010). Die entsprechenden Deformationen sind jedoch generell (noch) schwach und führen allenfalls zu Akzentuierungen und Modifikationen bestehender Strukturen.

Weitere wichtige tektonische Bauelemente sind das unterschiedliche rheologisch-mechanische Verhalten der verschiedenen beteiligten Lithologien, namentlich Kalk, Mergel, mergeliger Ton und Sulfate und die zum Teil erheblichen Mächtigkeitsänderungen der entsprechenden Formationen über kurze Distanz.

Trotz all dieser Einsichten ist man heute allerdings noch weit davon entfernt, den tektonischen Aufbau des Gebietes umfassend zu verstehen. Dies liegt unter anderem daran, dass kaum Informationen zu den Strukturen innerhalb der Bergketten und unterhalb der Talsohlen vorliegen. Eine Ausnahme bildet der 1903–1908 gebaute, 3,7 km lange Weissensteintunnel, der von BUXTORF (1907) und BUXTORF et al. (1908) interpretiert wurde. Daneben wurden insbesondere am Jura-südfuss, aber auch durch das Thal in den 1970er- und 1980er-Jahren verschiedene seismische Linien geschossen. Mangels Tiefbohrungen im Gebiet und in der weiteren Umgebung des Kartengebiets können die seismischen Reflexionen nur annähernd geeicht werden. Zudem lagen diese Unterlagen den meisten der bisherigen Bearbeiter nicht vor. Wie bereits in den Erläuterungen von Blatt Murgenthal (BITTERLI et al. 2011) diskutiert, scheint aufgrund der Seismik die Mächtigkeit sowohl der mesozoischen als vor allem auch der känozoischen Schichtreihe (Molasse) deutlich grösser als bislang angenommen.

Bereits in den 1920er-Jahren wurde die von der Oberfläche einsehbare oder einfach extrapolierbare Tektonik von BAUMBERGER (1923a), WIEDENMAYER (1923) und STAEHELIN (1924) anhand einer Vielzahl geologischer Schnitte anschaulich dargestellt und analysiert. Bei der Extrapolation dieser Beobachtungen bis hinunter zum Abscherhorizont gibt es mehr Interpretationen als Bearbeiter. So wurden allein von H. P. Laubscher verschiedene Interpretationen publiziert, eine weitere findet sich in einem ersten Entwurf zu diesen Erläuterungen (s. Abschnitt Schwengimatt–Roggen im Kapitel Weissenstein-Antiklinale). Neben H. P. Laubscher hat sich auch sein Schüler T. Bitterli intensiv insbesondere mit dem Ostteil des Kartengebietes beschäftigt (BITTERLI 1990, 1992). Weitere Darstellungen und Interpretationen stammen vor allem aus Berner und weiteren Basler Promotions- und Diplomarbeiten (MEIER 1977, MEYER 1979, BRIANZA 1977, TSCHUMI 1983, MARTIN 1984, AFFENTRANGER 1992). HEROLD et al. (2000) interpretierten die Tektonik der Weissensteinkette aufgrund hydrogeologischer Befunde.

Ziel, Grundlagen und Methodik

Ziel dieses Kapitels ist es, die oben erwähnten Arbeiten zusammenzufassen und in Form einer Profiltafel eine Synthese zu schaffen. Als Grundlage dazu diente ein erster Entwurf von H. P. Laubscher (ca. 2005), der sich im Feld wie bei der Profilkonstruktion über 25 Jahre intensiv mit der Tektonik des Kartengebietes auseinandersetzte. Erkenntnisse und Hypothesen aus seiner Profilkonstruktion flossen wiederum in seine Kartierung ein. Sein Kartenmanuskript wurde bei der Revision allerdings erheblich überarbeitet, so dass seine Profilkonstruktionen nicht mehr zur vorliegenden Karte passen. Anlass für diese Revision waren insbesondere Feldbegehungen, welche die Existenz, Bedeutung oder Ausrichtung einiger der von H. P. Laubscher postulierten Störungen als zumindest fraglich und unbelegbar erscheinen liessen. Zudem ging H. P. Laubscher bei seinen Konstruktionen von einem deutlich seichteren Abscherhorizont aus als es die aktuelle Interpretation der Seismik suggeriert (BITTERLI et al. 2011).

Die Profile der vorliegenden Profiltafel mussten somit neu konstruiert werden. Dazu wurden sieben winkelfreie, NNW-SSE (338–158°) verlaufende, das ganze Kartengebiet querende und, wo für das Verständnis sinnvoll, auch in die Nachbargebiete reichende Profilsuren gelegt. Eine achte Spur folgt der Achse des Weissensteintunnels. Die Konstruktionen inspirieren sich oft an benachbarten oder kreuzenden Konstruktionen von H. P. Laubscher. Sie zeigen aber auch erhebliche Abweichungen von seinen Entwürfen, insbesondere vom hier entwickelten Konzept der rheologischen Stockwerkentkoppelung (LAUBSCHER 2003). Da aufgrund der dürftigen Faktenlage die vorliegenden Profile kaum als zutreffender als die Konstruktionen H. P. Laubschers betrachtet werden dürfen, werden im Folgenden wiederholt einige seiner für die ursprüngliche Fassung der Erläuterungen verfasste Abbildungen gezeigt und im Bezug zur vorliegenden Profiltafel diskutiert. Bei der Konstruktion der Profiltafel wurde von folgenden Prämissen ausgegangen:

- Mehr oder weniger monoton nach SW abfallender Abscherhorizont. Ausnahmen stellen das Becken von Delsberg sowie der Jurasüdfuss am westlichen Kartengebietsrand (Profil 1, Taf. I) dar, wo die Seismik auf ein abruptes Abfallen von Top Muschelkalk und Basis Mesozoikum im Vergleich zu den Verhältnissen weiter im NE hinweist. Dieser Ansatz ist natürlich stark vereinfachend, da ja in der abgesicherten Sedimenthaut viele Hinweise auf eine aktive Sockeltektonik bestehen. Eine Rückprojektion weniger bedeutender rheintalischer Brüche ist aufwendig und unpräzise, so dass darauf verzichtet wurde. In den Profilen taucht so nur die Schwarzwald-Linie auf, deren Verlauf von LAUBSCHER (2008) in Sockel und abgescherter Sedimenthaut überregional rekonstruiert wurde.
- Möglichst einfache Lösungen basierend auf Fault-Propagation Folds und Fault-Bend Folds (SUPPE 1983) sowie Kombinationen der beiden: z.B. über

einem Out-of-Syncline Thrust eines initialen Fault-Propagation Fold entwickelt sich ein Fault-Bend Fold (SUPPE & MEDWEDEFF 1990). Dies im Unterschied zu H. P. Laubscher, der von einer – zumindest regionalen – Entkopplung der drei rheologischen Stockwerke Oberer Muschelkalk-Hauptrogenstein-«Malm» im Niveau des Opalinus-Tons und des Effingen-Members der Wildeggen-Formation ausgeht (LAUBSCHER 2003).

- Sich aus dem Kartenbild und den Strukturangaben ergebende Mächtigkeiten und die daraus abzuleitenden Mächtigkeitsschwankungen werden vorab als primärstratigraphisch angenommen, sofern keine Hinweise auf tektonische Prozesse kartiert sind. Hier besteht eine grosse Diskrepanz zu H. P. Laubscher, aber auch BITTERLI (1992), welche von einheitlichen, allenfalls über grössere Distanzen kontinuierlich an- oder abschwellenden bzw. auskeilenden Mächtigkeiten ausgingen. Ungewohnte lokale Mächtigkeiten wurden von den beiden Autoren konsequent als Hinweise auf Über- oder Abschiebungen gedeutet, was die tektonische Interpretation entsprechend komplizierter werden lässt.

Jurasüdfuss und St.-Verena-Antiklinale

Aufschlüsse und Kartenbild geben wenig Hinweise auf den Schichtverlauf am Jurasüdfuss, so dass frühere Autoren von einem erst deutlichen (30–40°), dann zunehmend flacheren Abfallen der Schichten Richtung Mittelland ausgingen. Dieses Bild wird einzig von der in der St.-Verena-Schlucht und deren Umgebung feststellbaren Aufwölbung der Reuchenette-Formation gestört. Strukturmessungen zeigen hier ein sanftes Einfallen (überwiegend 10–15°) in Richtung Süden bis SE. Die Kalkplatte endet abrupt an der SW–NE streichenden, subvertikalen Martinsfluh-Verwerfung. Die Konfiguration wurde traditionell als SW–NE, also im Vergleich zu den Hauptfalten des Juras exotisch streichendes Gewölbe mit fehlendem NW-Schenkel gedeutet. Ein weiteres Rätsel stellte das als abrupt empfundene Ende der Aufwölbung NE des Chalchgrabens dar. H. P. Laubscher (pers. Mitt. 1999) spekulierte über einen En-Echelon-Zusammenhang mit der ebenfalls exotischen Brandberg-Struktur im Thal (s. u.).

Jüngere Bohrbefunde in Feldbrunnen und den Riedholzer Ortsteilen Dorf, Weieren, Waldturm und Hofmatt deuten nun aber darauf hin, dass die Struktur nicht nach SE abtaucht, sondern sich gegen Osten fortsetzt. Dies wird von der Seismik bestätigt, so dass die St.-Verena-Antiklinale nun als «fast normal» WSW–ENE streichender Fault-Bend Fold beschrieben werden kann, der sich im Bereich einer rheintalischen Scholle entwickelt hat, welche gegen NW von der Martinsflue- und gegen SE von der bislang nur seismisch nachgewiesenen Flumenthal-Störung begrenzt wird (Fig. 34 und Profile 2, 3 und 4). Südlich davon, unter Luterbach, zeichnet sich in der Seismik eine weitere entsprechende Falte ab (Profil 3).

Die Seismik weist zudem darauf hin, dass das an der namensgebenden Martinsflue stellenweise festgestellte SW-NE-Streichen eine lokale Abweichung einer grossräumig SSW–NNE streichenden Struktur, der von H. P. Laubscher (ca. 2005) als Schelten-Balmberg-Linie bezeichneten perlschnurartigen Anordnung von sinistralen Störungen ist (s. S. 149).

Westlich der Martinsflue-Störung setzt sich die St.-Verena-Antiklinale möglicherweise sinistral versetzt fort; sie wurde kürzlich in Oberdorf von einer EWS-Bohrung erreicht (s. u.).

Gegen Osten ist eine Korrelation mit der Ausserberg-Überschiebung (s. u.) möglich. Das ergäbe einen sinistralen Versatz der entsprechenden Verkürzungszone von über 3 km entlang der Flumenthal-Störung. In den Profilen 6 bis 8 (Taf. I) ist der unter der Günsberg-Überschiebung verborgene südliche Teil der Ausserberg-Überschiebung dargestellt, der sich, aufgrund der leicht unterschiedlichen Streichrichtung, westwärts sukzessive von der Weissenstein-Antiklinale absetzt und möglicherweise an der Flumenthal-Störung endet (Fig. 34).

Gegen Süden folgt jenseits der Flumenthal-Störung die bislang nur aus der Seismik bekannte, vom Verkürzungsbetrag her unbedeutende Überschiebung unter Wangen a. A., die wiederum als Fortsetzung der ausklingenden Wynau-Antiklinale (BITTERLI et al. 2011) aufgefasst werden kann, die an der – ebenfalls nur aus der Seismik bekannten – hier nach der bei Walliswil benannten Störung sinistral versetzt ist (Fig. 34). Diese und eine weitere nur seismisch nachgewiesene, hier nach dem Gürbu benannte Störung, wurden bei der Konstruktion von Profil 7 (Taf. I) berücksichtigt.

Die Synklinale südlich der Usserberg- und – unter den oben dargelegten Annahmen – südlich der St.-Verena-Antiklinale kann so mit der Gäu-Synklinale von BITTERLI et al. (2011) gleichgesetzt werden, die an den erwähnten Störungen Richtung Westen sukzessive nach Süden versetzt wird.

Weissenstein-Antiklinale

Die markante Jurakette lässt sich aus tektonischer Sicht im Gebiet des Kartenblattes von West nach Ost in vier Abschnitte teilen: Rüschraben–Vorder Balmberg, Balmberg-Querzone, Glutzenberg–Schwengimatt und Schwengimatt–Roggen.

Abschnitt Rüschraben–Vorder Balmberg

Einblicke in diesen Abschnitt bieten der Weissensteinbahntunnel (BUXTORF 1907) und die westliche Flanke der Halbklaus des Balmbergs.

Im Bereich des Tunnels lässt sich die Ablösung des nördlichen, von Westen hineinreichenden Stallfluh-Gewölbes (BUXTORF 1907, benannt nach der Stallflue im Gebiet von Blatt Moutier) durch das Röti-Gewölbe beobachten. Letzte Anzei-

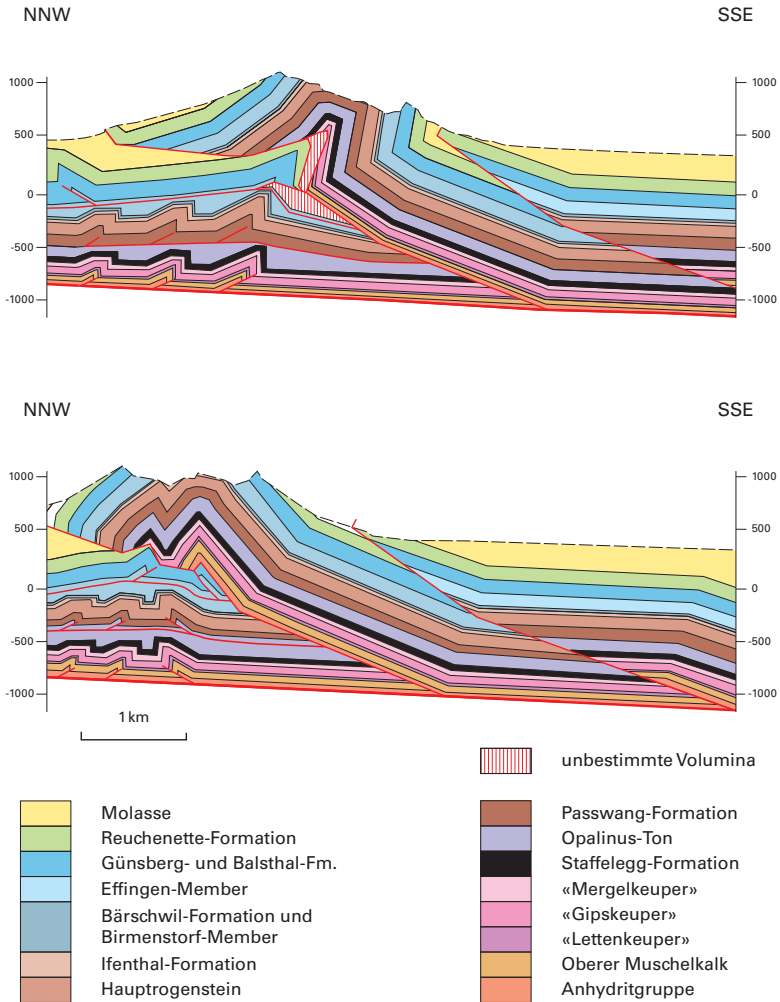


Fig.35: Interpretation der Weissensteinkette im Bereich des Weissensteintunnels durch H. P. Laubscher anhand von zwei Nord-Süd-Profilen entlang der Abszissen 2604.500 und 2603.000. Die Konstruktion und kinematische Interpretation des östlichen Profils (oben) wird von LAUBSCHER (2003) erläutert. Das westliche Profil (unten) entstammt dem Entwurf zu den vorliegenden Erläuterungen (ca. 2005). Diskussion im Text. Gliederung der Trias: «Mergelkeuper» (entspricht ca. Klettgau-Fm.), «Gipskeuper» (ca. Bäckerjoch-Fm.), «Lettenkeuper» (ca. Asp-Member der Schinznach-Fm.) und Oberer Muschelkalk (ca. restliche Schinznach-Fm.).

chen des Stallfluh-Gewölbes an der Oberfläche finden sich in der Verfallung des Birnenstorf-Members westlich des Hinteren Weissensteins. Gegen Westen lässt sich das Röti-Gewölbe noch bis in den Talkessel des Rüschrabens beobachten (bereits im Gebiet von Blatt Moutier).

Bei der namengebenden Röti ist das Gewölbe eng und praktisch symmetrisch (Profil 2, Taf. I). Gegen Westen wie Osten lässt sich jedoch ein steiler bis überkippter Südschenkel von einem deutlich flacher einfallenden Nordschenkel unterscheiden. Diese Asymmetrie weist auf eine südvergente, ursprünglich als Fault-Propagation Fold angelegte Rampenfalte hin (Fault-Bend Fold).

Im Tunnel und im angrenzenden Gebiet von Blatt Moutier zeigt das Stallfluh-Gewölbe eine umgekehrte Asymmetrie mit steilem Nord- und vergleichsweise flachem Südschenkel (Hasenmatt). Die Situation im Bereich des Tunnels wird hier so gedeutet (Taf. I, Profil 1), dass die ältere südvergente Röti-Falte von der jüngeren, nordvergenten Stallfluh-Falte überprägt wird. Der Weissensteintunnel verläuft schief zur Faltenachse, was neben scheinbaren Schichtverdickungen auch zu einer Akzentuierung dieser Faltenablösung führt: der Nordteil des Tunnels repräsentiert bereits eine wohlausgebildete, über die Molasse der Welschenrohr-Balsthal-Synklinale überschobene Front des Stallfluh-Gewölbes. Die im Gebiet von Blatt Moutier weiter verfolgbare (PFIRTER 1997), bislang namenlose Überschiebung wird hier als Schmelziwald-Überschiebung bezeichnet. Der Südteil des Tunnels zeigt demgegenüber eine fast intakte, über die Molasse des Jurasüdfusses überschobene Front des Röti-Gewölbes. Diese Überschiebung lässt sich bei der Ruine Balm belegen, wo Reuchenette-Formation über Elsässer Molasse überschoben ist (BUXTORF 1911, S. 346) (die eozänen und früholigozänen Ablagerungen beim Südportal des Weissensteintunnels liegen demgegenüber auf den überschobenen Kalken). Die Überschiebung entspricht in Lage und Ausprägung der Günsberg-Überschiebung und wird deshalb hier als Fortsetzung derselben über die Balmberg-Querzone (s.u.) hinaus verstanden.

Um diesen verwirrenden Schnitteffekt zu eliminieren, hat LAUBSCHER (2003) zwei parallele, N-S verlaufende Profile angefertigt, die jeweils etwas östlich des Nord- (Abszisse 2603.000) und des Südportals (Abszisse 2604.500) verlaufen (Fig. 35). Gemäss seinen Vorstellungen handelt es sich bei beiden Situationen um dieselbe ältere, nordvergente (Schmelziwald-)Überschiebung, die durch jüngere, überwiegend südvergente kompressive Strukturen im Liegenden angehoben und verfalltet wurde. LAUBSCHER (2003) vergleicht die Konfiguration im Hangenden mit der Situation im Schnitt des Grenchenbergtunnels (BUXTORF 1916) im Gebiet von Blatt Moutier. Die von ihm ursprünglich kartierten Indizien für eine frontale Synklinale in der Reuchenette-Formation (Fig. 35, oberes Profil), die ihn an die Chaluet-Klippe des Grenchenbergs erinnerte (vgl. PFIRTER 1997), wurden allerdings bei der Überarbeitung des Kartenblatts getilgt oder – in einem Fall – als Sackungsmasse interpretiert. Sowohl das Röti- wie auch das Stallfluh-Gewölbe sind entsprechend LAUBSCHER (2003) durch fault-propagation-fold-artige Abscherun-

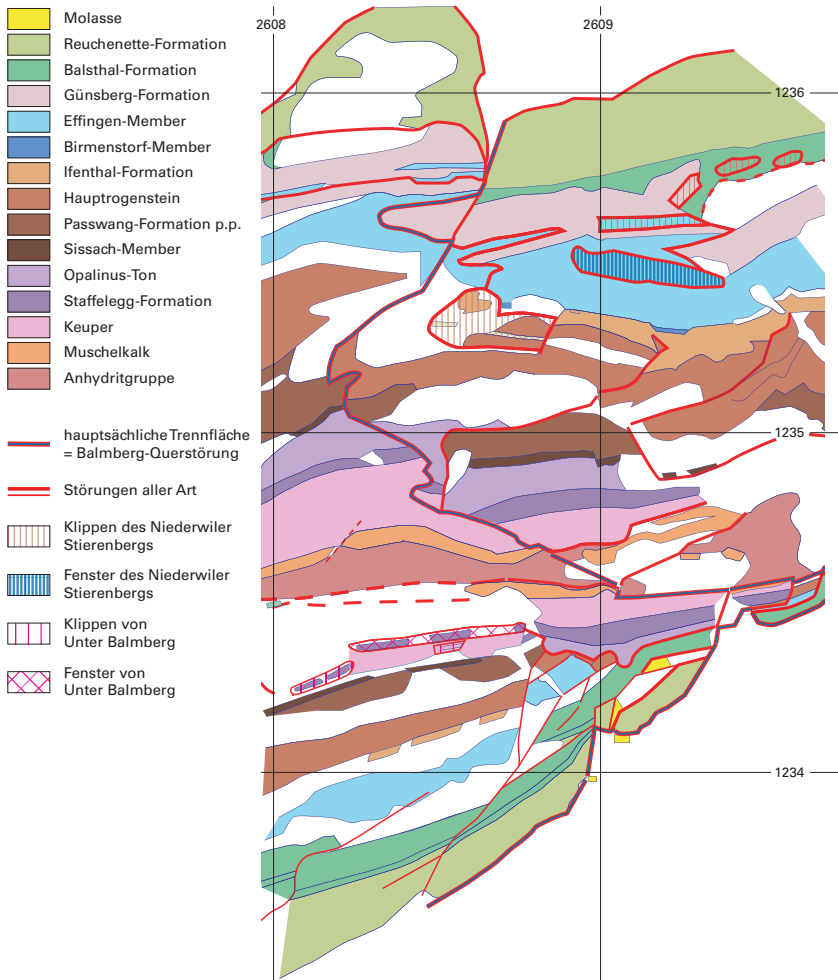


Fig. 36: Geologische Kartenskizze des Balmberggebiets nach H. P. Laubscher (Entwurf Erläuterungen, ca. 2005). H. P. Laubscher interpretiert die «hauptsächliche Trennfläche» als Teil einer grösseren, ursprünglich rheintalischen Verwerfung, der regionalen Balmberg-Scheltenpass-Querstörung. Dieser Normalbruch wurde nach seiner Ansicht in komplexer Weise in die Faltung der Weissenstein-Antiklinale einbezogen. Seine tendenziell eher konzeptionelle Kartierung resultierte in der Lokalisierung einer Vielzahl von untergeordneten Störungen sowie tektonischen Klippen und Fenstern. Diese Ansicht ist hier dem aktuellen, eher konventionell-integrativen Kartenbild als Diskussionsvorschlag gegenübergestellt.

gen in den als entkoppelt postulierten rheologischen Stockwerken begründet, welche sich durch die alte Überschiebungsbahn durchpausen. Das sich gegen Osten akzentuierende Röti-Gewölbe führt LAUBSCHER (2003) auf eine keilförmige Einsprissung des Hinterlandblocks zurück, die zu einer südvergenten Verfallung des Malmkalkstockwerks und einer kinkartigen Südwärtsrotation des hangenden Südschenkels führt (Fig. 35, oberes Profil). Dieses komplizierte Konstrukt zieht LAUBSCHER (2003) bei, da nach seiner Ansicht der Vergenzwechsel der Faltung von Nord nach Süd und die Entwicklung der Günsberg-Rücküberschiebung erst in der Balmberg-Querzone stattfindet. Hier (Taf. I) wird von der einfacheren Lösung ausgegangen, dass sich die südvergente Verfallung und Überschiebung bereits westlich der Balmberg-Querzone entwickelt.

Beim Tunnelportal und südlich davon hat bereits BUXTORF (1907) Aufschuppungen festgehalten. H. P. Laubscher postuliert in diesem Zusammenhang mehrere zusätzliche Schuppen innerhalb der Malmkalkwände des Oberdörfner Vorbergs, welche Eingang in die aktuelle Karte gefunden haben. Auffallend ist, dass die als überschoben angenommenen Elemente ein deutlich geringeres Einfallen zeigen als ihr Liegendes, was einer In-Sequenz-Überschiebung von Süden nach Norden widerspricht. Die ursprünglichen Schuppen beim Tunnelportal konnten zwischenzeitlich aufgrund einer Neuinterpretation der lokalen Stratigraphie eliminiert werden (s. Kap. Stratigraphie, S. 57). Bemerkenswert ist, dass eine jüngst abgeteufte EWS-Bohrung die Existenz einer grösseren, weiter südlich gelegenen Überschiebung zu bestätigen scheint (Taf. I, Profil 1), auch wenn die Schichtansprache im entsprechenden Bohrprofil etwas konfus ist.

Wie bereits weiter oben bei der Besprechung der St.-Verena-Antiklinale erwähnt, deutet die Seismik auf eine erhebliche Mächtigkeitszunahme des Schichtstapels westlich der Martinsflue-Störung hin.

Balmberg-Querzone

Die östliche Flanke des Talkessels von Balmberg zeigt auffällige kleinräumige Strukturen, die sich in Richtung Wanneflue – Brönnti Flue fortsetzen. Hier wurde offensichtlich eine präexistente, rheintalisch streichende Struktur in die Faltung einbezogen. Von der Lage lässt sie sich mit der Martinsflue-Störung weiter im Süden korrelieren (s.o.). Gegen Norden hängt sie eventuell mit der Schelten-Querzone zusammen (s. Diskussion S. 149 und Fig. 34).

H. P. Laubscher investierte viel Zeit in die Entschlüsselung dieser Querzone. Er hat ein Geflecht von Störungen und Überschiebungen, tektonischen Klippen und Fenstern identifiziert (Fig. 36). In der revidierten, aktuellen Fassung des Kartenblattes sind nur noch wenige davon übrig geblieben.

Die Hauptbruchfläche verläuft nach der Auffassung H. P. Laubschers von der Ruine Balm in ENE-Richtung nach Dälen. Von dort schneidet sie in westlicher bis WNW-Richtung durch den Südschenkel der Weissenstein-Antiklinale und quert

das Muschelkalkgewölbe westlich (unterhalb) der Balmbergstrasse zwischen Weidli und Längmatt. Weiter folgt sie der auffällig abgelenkten (nach H. P. Laubscher mehrfach versetzten) Rippe der Staffelegg-Formation in Richtung Oberbalmberg und setzt sich dort in der auffälligen, auf dem aktuellen Kartenblatt festgehaltenen Störung westlich der Wanneflue und Brönnti Flue fort.

In der westlichen Bruchschulter sensu H. P. Laubscher finden sich vor allem im Südschenkel der Weissenstein-Antiklinale weitere auffällige Strukturen (Profil 2, Taf. I). SW Weidli ist Hauptrogenstein über Günsberg- und Balsthal-Formation überschoben. Noch unterhalb der Balmbergstrasse folgt eine weitere Überschiebung, welche die Staffelegg-Formation praktisch in direkten Kontakt mit der Passwang-Formation bringt. Die überkippte Staffelegg-Formation von Unter Balmberg korreliert H. P. Laubscher mit der eben erwähnten Malmkalkrippe und betrachtet sie entsprechend als tektonisches Fenster. Die aktuelle Interpretation (Taf. I, Profil 3) orientiert sich an den Verhältnissen weiter östlich und geht von einer deutlich steileren Überschiebung aus.

Auf der östlichen Bruchschulter fallen die Überschiebungen im Hauptrogenstein der Wanneflue und in den Malmkalken des Chamben auf. Sie werden hier als geringfügig abgescherte Schürflinge des überkippten Nordschenkels interpretiert und mit den Überschiebungen nördlich Brönnti Flue korreliert. H. P. Laubscher betrachtet sie als eigentliche tektonische Klippen.

Abschnitt Glutzenberg-Schwengimatt

Der ausgedehnte, praktisch ungestörte, monoton mit etwa 20–35° einfallende Nordschenkel dieses Abschnitts kann – in Übereinstimmung mit den Interpretationen von BITTERLI (1992) und H. P. Laubscher (ca. 2005, Mskr. Erläuterungen) – nur durch eine relativ junge, südvergente Überschiebung erklärt werden (Profile 3–5, Taf. I). Der enge, überkippte, stark verscherte Kern ist exemplarisch im Gebiet Höchstelli aufgeschlossen, wo auch Schürflinge des Doggers und Malms erhalten sind. Wahrscheinlich wurde die Weissenstein-Antiklinale als Fault-Propagation Fold angelegt. Aus einem frühen Out-of-Syncline-Durchbruch der ursprünglich blinden Überschiebung entstand die Günsberg-Überschiebung als Fault-Bend Fold, die den Charakter dieses Abschnitts prägt. Der Fault-Propagation-Fold-Charakter des initialen Gewölbes mit steilem Nordschenkel zeichnet sich gegen Westen sukzessive auch im Dogger ab Bättlerchuchi/Vorderi Schmidmatt und im Malm ab Chamben ab.

Der weit über die Molasse überschobene Südschenkel ist grossräumig versackt (s. Kap. Quartär, S. 114). WIEDENMAYER (1923) ist überzeugt, in den Sackungsmassen SW von Farnern das noch mehr oder weniger intakte Dogger-Gewölbe rekonstruieren zu können. Im Osten, an der Randflue, ist dieses Gewölbe noch in situ beobachtbar.

Nördlich der Schmidematt ist lokal – ähnlich wie beim Chamben weiter westlich (s.o.) – eine Überschiebung der Balsthal- auf die Reuchenette-Formation feststellbar, die H.P. Laubscher wiederum als Klippe interpretiert. Aufgrund der geringen lateralen Ausdehnung und der topographischen Verhältnisse ist eine Erklärung schwierig. Hier (Profil 5, Taf.I) wird von einem lokalen, im Effingen-Member fussenden Pop-up ausgegangen, das eventuell beim Transport durch das Scharnier an der Rampenbasis entstand.

Abschnitt Schwengimatt–Roggen

Bereits MÜHLBERG (1893, 1903) hat zur Erklärung der in der Klus beobachtbaren Konfiguration eine verfaltete Überschiebung vorgeschlagen. Anfänglich noch kontrovers diskutiert (STEINMANN 1902, DELHAES & GERTH 1912) gilt diese Interpretation heute als unbestritten (z.B. LAUBSCHER & HAUBER 1982, BITTERLI et al. 2011). Weiterhin offen ist die Fortsetzung der Struktur in den Untergrund und damit die Kinematik (Fig. 38). Neben unterschiedlichen Ansatzweisen basieren die verschiedenen Interpretationen auch auf abweichender Korrelation und Projektion der verzettelten Aufschlüsse in die jeweilige, nicht durchwegs identische Projektionsebene. Eine neue Komponente brachte zudem die erstmalige Berücksichtigung der Ergebnisse der seismischen Untersuchungen im angrenzenden Mittelland (BITTERLI et al. 2011).

Vom markierten Aussichtspunkt östlich der Schwengimatt am Usserberg (bei Pkt. 1033) lassen sich in der Ostflanke der Klus folgende Einheiten unterscheiden (Fig. 37):

- Unten, an der Kantonsstrasse, der flach liegende Hauptrogenstein des Hesselbergs.
- Darüber die im Süden steil aufsteigende, dann gegen Norden zunehmend flacher liegende zweite Hauptrogensteinrippe des Hänkelbergs, die unterhalb des Oensinger Roggens unmittelbar auf die nordfallende Malm-Kalkplatte (Balsthal-Formation) des Chluser Roggens stösst.
- Die steilstehenden Malmkalke (Balsthal- und Reuchenette-Formation) der Ravellen lassen sich über die grosse Sackungsmasse des Längstichs mit der Roggenfluh, die von der Balsthal-Formation gebildet wird, zu einem Gewähr parallel zum unterliegenden Hauptrogenstein verbinden.

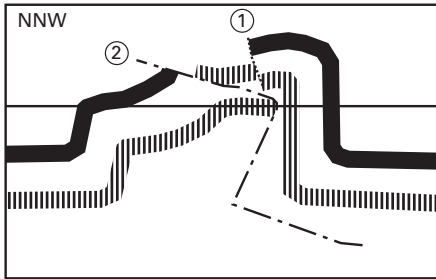
Auf der Westflanke liegt der Aussichtspunkt auf dem Usserberg (Pkt. 1033) auf Hauptrogenstein, nördlich davon, durch ein Tälchen getrennt, steht die Balsthal-Formation an. Von der alten Schreibweise dieser Lokalität leitet sich der Name der Ausserberg-Überschiebung ab, welche zuerst den Hauptrogenstein über die Balsthal-Formation brachte und dann verfaltete wurde. Auf der gegenüber liegenden Seite der Klus lässt sich die Überschiebung rechts und über dem Hesselberg rekonstruieren, wo sie Opalinus-Ton über Ifenthal-Formation setzt. Von

dort steigt sie weiter an zum Chluser Roggen, an die Stelle, wo Hauptrogenstein an Balsthal-Formation stösst (Fig. 37).

Bei einem Besuch dieses Gebietes zeigt sich, dass da und weiter östlich die Verhältnisse relativ kompliziert sind. Offensichtlich bestehen hier zwischen der zum Schloss Alt-Falkenstein abfallenden Malmkalkplatte und dem überschobenen Hauptrogenstein verschiedene Schürflinge, mal aus dem Hangenden, mal aus dem Liegenden der Ausserberg-Überschiebung. Eine weitere lokale Komplikation, gerade unterhalb des Aussichtspunktes (Pkt. 1033) und von dort nur rudimentär einsehbar, findet sich im Rislisberg. Im Unterschied zum Hesselberg ist hier der Hauptrogenstein des liegenden Segements verschuppt. Über dem basalen Element, das sich gut mit dem Hesselberg korrelieren lässt, ist eine Schuppe südvergent überschoben, deren Gewölbecharakter sich im Birnenstorf-Member abzeichnet.

Soweit die Fakten, auf die sich die verschiedenen Bearbeiter des Klusenprofils (Fig. 37) abstützen.

Eine frühe, bis zum Abscherhorizont reichende Interpretation durch MEIER (1977) geht von einer einfachen Abscherfalte mit steilem Süd- und auf Talbodenhöhe ebenfalls in steile Lage abknickendem Nordschenkel aus, welche die nordvergente Ausserberg-Überschiebung verfaultet hat. Bei der Publikation dieses Profils durch LAUBSCHER & HAUBER (1982) wurde der Nordschenkel als monoton abfallend betrachtet. Aus geometrischen Überlegungen musste so eine zusätzlich bei der Faltung entstandene Bechburg-Überschiebung postuliert werden, deren Versatz vom Faltenkern nach aussen deutlich abnimmt. Eine erste kinematische Rekonstruktion stammt von LAUBSCHER & PFIRTER (1984). Hier wird die nordvergente, nun nach dem Roggen benannte Überschiebung als älter und von der Ausserberg-Überschiebung versetzt betrachtet. Ebenfalls auf einer kinematischen, bilanzierten Rekonstruktion basiert der Ansatz von BITTERLI (1992). Er zieht die aus dem Abschnitt Glutzenberg-Schwengimatt (s.o.) bekannte Günsberg-Überschiebung weiter nach NE und betrachtet sie auch hier als dominierende Struktur. Er beschreibt sie als durchgebrochene Fault-Propagation Fold. Dieser Durchbruch führt allerdings nur zu einem geringen Versatz im Malmstockwerk. Aus der Ebene der Günsberg-Überschiebung nukleiert eine weitere, kleinere Fault-Propagation Fold. In seinem Entwurf für die vorliegende Erläuterung übernimmt H. P. Laubscher das Konzept einer späten, südvergenten Fault-Propagation Fold. Er geht jedoch von einer Schar nicht durchschlagender Strukturen aus, die quasi ein Kissen generieren, welches zur Faltung und Anhebung der Weissenstein-Antiklinale führte. Die Idee eines Zusammenhangs dieser Strukturen mit der Günsberg-Überschiebung, wie von BITTERLI (1992) vorgeschlagen, lehnt er explizit ab. Bemerkenswert ist die Hypothese eines Abknicken des Südschenkels zu geringem Einfallen knapp unter der Geländeoberfläche. In den nach T. Bitterlis Tod erschienenen Erläuterungen zum Kartenblatt Murgental (BITTERLI et al. 2011) modifizierte der Koautor H. A. Jordi dessen Profilentwurf dahingehend, dass er ihn mit



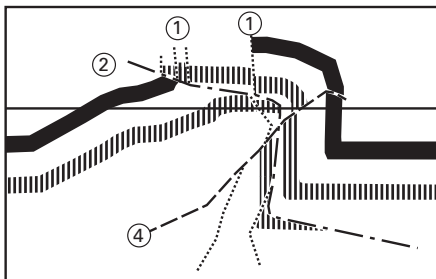
1. Rheintalische Brüche
2. Ausserberg-Überschiebung
3. Faltung

Talsohle Klus

Malmkalke

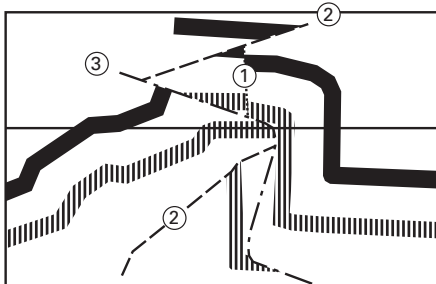
Hauptrogenstein

MEIER (1977)



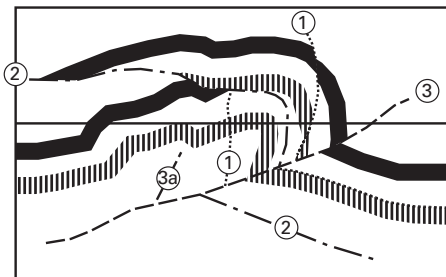
1. Rheintalische Brüche
2. Ausserberg-Überschiebung
3. Faltung
4. Bechburg-Überschiebung

LAUBSCHER & HAUBER (1982)



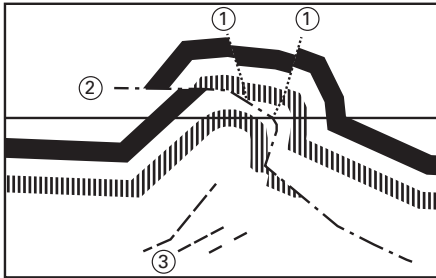
1. Rheintalische Brüche
2. Roggen-Überschiebung
3. Ausserberg-Überschiebung
4. Faltung

LAUBSCHER & PFIRTER (1984)



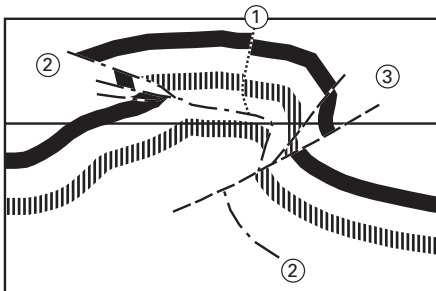
1. Rheintalische Brüche
2. Ausserberg-Überschiebung
3. Fault-Propagation Fold mit durchbrechender Günsberg-Überschiebung und sekundärer blinder Überschiebung (3a)
4. Faltung

BITTERLI (1992)



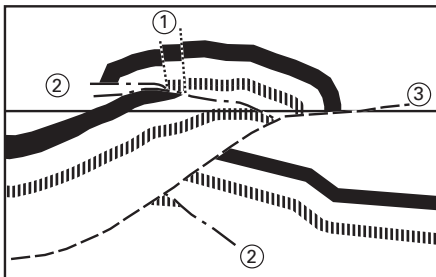
1. Rheintalische Brüche
2. Ausserberg-Überschiebung
3. Sequenz von Fault-Propagation Folds

H.P. Laubscher
(Mskr. Erläuterungen, ca. 2005)



1. Rheintalische Brüche
2. Ausserberg-Überschiebung mit frontalen Divertikeln
3. Günsberg-Überschiebung mit frontalen Divertikeln

BITTERLI et al. (2011)



1. Rheintalische Brüche
2. Ausserberg-Überschiebung mit frontalen Divertikeln
3. Günsberg-Überschiebung

diese Arbeit

Fig. 38: Verschiedene Interpretationen der Tiefenstruktur bis zum Abscherhorizont der Weissenstein-Antiklinale im Querschnitt der Klus von Balsthal (schematisiert, Diskussion im Text, nach JORDAN & HEROLD 2000, erweitert).

der aus der Sesimik gewonnenen Erkenntnis zur Tiefenlage zur Malm/Molasse-Grenze in den angrenzenden Synklinalmulden in Einklang brachte. Eine Konsequenz ist ein deutlich grösserer Überschiebungsbetrag der Günsberg-Überschiebung als noch von BITTERLI (1992) angenommen. Das modifizierte Profil H.A. Jordis reicht nicht bis zum Abscherhorizont und ist auch nicht ausbalanziert. Diesen Mangel versucht die aktuelle Konstruktion zu eliminieren. Die Konsequenz ist ein nochmals grösserer Überschiebungsbetrag der Günsberg-Überschiebung. Weitere geringfügige Veränderungen betreffen die Ausgestaltung der Schürflinge im frontalen Bereich der Ausserberg-Überschiebung. Wie erwähnt, sind die Verhältnisse im Aufschlussbereich recht chaotisch. Durch eine konsequente Projektion senkrecht zur Profilebene erscheinen sie deutlich dünner als in der Profilkonstruktion von H.A. Jordi (in BITTERLI et al. 2011) skizziert.

Ob und wie weit die Weissenstein-Antiklinale auf die Gäu-Synklinale überschoben ist, lässt sich bislang nicht belegen. Eine 90 m tiefe Bohrung, die in den 1990er-Jahren im Bereich der steilstehenden (oberen) Hauptrogensteinrippe der Äusseren Klus abgeteuft wurde, erreichte den Fels nicht.

Festzuhalten ist, dass die Streichrichtung der älteren (Ausserberg) leicht schief zur Streichrichtung der jüngeren Faltung und Überschiebung (Günsberg) verläuft. So erscheint die Ausserberg-Überschiebung im Osten erstmals nachweislich im Bläsisrüti SW von St. Wolfgang an der Nordflanke der Weissenstein-Antiklinale und überquert diese westwärts sukzessive, bis sie bei Wolfisberg auf der Südflanke wieder unter Schutt- und Sackungsmassen verschwindet (Taf. II). Die «Klippen» im Bereich Rosschopf-Wannenflue werden als Divertikel der Günsberg-Überschiebung interpretiert.

Welschenrohr-Balsthal-Synklinale

Die Mulde zwischen Wirtshof (Gänsbrunnen) im Westen und Seblen (Holderbank SO) im Osten ist Teil einer grösseren Mulde, die von Tavannes (Blatt Belley-Saignelégier) via Court (Blatt Moutier) bis über Holderbank (SO) hinaus (Blatt Hauenstein) verfolgbar ist.

Der Tiefgang der Molassefüllung kann dank einiger jüngerer EWS-Bohrungen mit rund 350 bis 375 m im Osten bei Balsthal und etwa 400 bis 450 m in der Mitte bei Aedermannsdorf und Herbetswil angegeben werden. Bei Welschenrohr liegt sie sicher tiefer als 550 m ü.M. Unter Berücksichtigung des leicht schiefen Verlaufs der Synklinalachse zum regionalen Einfallen, können die Daten einer ca. 4,25° nach SSE (157°) einfallenden Fläche zugeordnet werden, was mit dem Ausstrich, der Schichtlage und der von BAUMBERGER (1923a) vorgeschlagenen Korrelation der molasseinternen Bänke korrespondiert. Bei der Mulde des Thals handelt es sich entsprechend um eine Synklinaltafel, ein Segment in ursprünglicher Lage, das parallel des basalen Abscherhorizonts nach Norden geschoben wurde.

Im Osten ist die Farisberg-Antiklinale südvergent über die Synklinale überschoben, was diese im Kartenbild schmaler erscheinen lässt als sie tatsächlich ist. Ihre volle Breite zeigt sie im Abschnitt Laupersdorf–Aedermannsdorf. Zwischen Herbetswil und Welchenrohr taucht die Brunnersberg-Struktur auf (s.u.), was zu einer starken Einengung, örtlich gar zu einer Reduktion auf eine V-Form und einem Anheben der Faltenachse führt. Bei Welschenrohr zeigt die Synklinale nochmals ihre volle Breite, bevor sie Richtung Westen von der Schmelziwald-Überschiebung und der nach Süden knickenden Graitery-Antiklinale erneut überdeckt bzw. eingengt wird.

Brandberg-Struktur und Wäscheten-Mulde

Die aus Kalken der Reuchenette-Formation gebildete Platte (nur in der Wolfschlucht ist zusätzlich das Dach der Balsthal-Formation aufgeschlossen), die relativ unvermittelt bei Welschenrohr erscheint und bei Herbetswil wieder verschwindet und so zu einer Verengung des Thals und dem markanten Höhenunterschied zwischen den beiden Siedlungen (676 bzw. 524 m ü.M.) führt, war wiederholt Thema geologischer Untersuchungen (BAUMBERGER 1923a, BITTERLI 1992, H. P. Laubscher, Mskr. Erläuterungen, ca. 2005), ohne dass dabei eine rundum stichhaltige und plausible Lösung für deren Kinematik und tektonische Bedeutung gefunden wurde.

Die grössere, östliche Platte mit dem Hof Vorderer Brandberg ist leicht gekrümmt. Das Schichtfallen nimmt von 50–60° Richtung SSE in den topographisch tieferen Lagen auf 10–30° am Gipfel und an der Kante zum Wäscheten-Tälchen ab. Östlich einer SSW–NNE streichenden Verwerfung (hier als Wolfschlucht-Verwerfung bezeichnet), die schief zur Wolfschlucht verläuft, beträgt das Schichtfallen einheitlich 20–30° Richtung Süden bis SSE. Auf der Höhe des Lochbodens ist in der westlichen Platte ein Umbiegen der Schichtung beobachtbar (Einfallen bis rund 60° in Richtung NNW). Dann wechselt das Schichtfallen wieder auf 35–40° Richtung SSE. Im Bereich der Umbiegung treten mit Siderolithikum gefüllte Taschen auf. Wahrscheinlich sind hier ältere Abschnitte der Reuchenette-Formation über jüngere im Norden überschoben (westlicher Teil der Brandberg-Überschiebung, hier Lochboden-Überschiebung genannt).

Die SSW–NNE streichende Wolfschlucht-Verwerfung, die beide Platten trennt, ist in der namensgebenden Schlucht stellenweise aufgeschlossen. Der Versatz erscheint jedoch gering. Die ebenfalls in der Wolfschlucht aufgeschlossene Grenze zur Balsthal-Formation fällt monoton nach SSE, ein Umbiegen ist hier noch nicht erkennbar.

BAUMBERGER (1923a) glaubt erste Anzeichen einer Brandberg-Struktur in der Molasse im Hinterfeld westlich von Welschenrohr, letzte im Alphübel nördlich von Herbetswil zu erkennen. Er geht von einem langsamen An- und Abschwellen der Struktur aus. Die grösste Deformation lokalisiert er im Wäscheten-

Tälchen, wo die Malmkalkplatte entlang einer relativ flachen Überschiebung weit über die von ihm postulierte, zunehmend überkippte Wäscheten-Synklinale überschoben sein soll.

Die vorliegende Interpretation (Profile 3–5, Taf. I) folgt demgegenüber dem Entwurf H. P. Laubschers, der von einer deutlich steileren Überschiebung ausgeht. Nur diese kommt mit den kartierten Verhältnissen nicht in Konflikt. Zudem muss der Überschiebungsbetrag deutlich grösser sein als von BAUMBERGER (1923a) angenommen. Die Wäscheten-Synklinale hat dementsprechend auch keinen Südschenkel. Eine Entwicklung aus einer Fault-Propagation Fold mit Durchbruch in frontaler Flanke oder basaler Synklinale kann aus geometrischen Überlegungen ausgeschlossen werden.

Das untypisch steile Einfallen der Überschiebung deutet auf eine ererbte Struktur, möglicherweise eine ehemalige Abschiebung. Bei der isolierten Brandberg-Struktur könnte es sich somit um einen invertierten Kleingraben handeln. H. P. Laubscher und auch BITTERLI (1992) setzten die Brandberg-Struktur mit der Balmberg-Schelten-Querzone in Verbindung, ohne allerdings näher auf die Kinetik der Struktur einzugehen. Gegen diese Hypothese spricht die von BAUMBERGER (1923a) postulierte Ausdehnung weit über den auf der Karte sichtbaren Bereich hinaus. Bereits H. P. Laubscher bemerkte, dass weder die Lochboden-Überschiebung noch die Wolfschlucht-Querstörung mit den von ihm kartierten Störungen im Balmberggebiet geometrisch zu korrelieren sind. Sie liegen zu weit nördlich bzw. westlich. Er postulierte deshalb die Fortsetzung in einer durch die Bärnen-Verebnung verlaufenden vermuteten, wohl eher unbedeutenden Überschiebung. Diese ist in der aktuellen Fassung des Kartenblattes nicht mehr vorhanden. Für eine weitere Diskussion der regionalen Zusammenhänge dieser postulierten und gesicherten Querzone wird auf das letzte Unterkapitel des Kapitels Tektonik verwiesen.

Graitery(-Brunnersberg)- und Farisberg-Antiklinale

Die Graitery-Falte entwickelt sich bei Champoz (im Gebiet von Blatt Moutier) und lässt sich bis in die Klus von Mümliswil verfolgen, wo sie von der Farisberg-Antiklinale abgelöst wird. Für den Abschnitt auf dem vorliegenden Kartenblatt ist auch der Name Brunnersberg-Antiklinale geläufig.

Charakteristisch für die Graitery-Antiklinale sind die vielen knickartigen Richtungswechsel der Faltenachse. Konzeptionell lassen sich normal streichende (WSW–ENE), leicht und stark rotierte Elemente (letztere mit Streichrichtung SW–NE) unterscheiden:

- Cras Papon: normal (im Gebiet von Blatt Moutier)
- Walenmatt: stark rotiert
- Harzer–Probsteberg: normal

- Tannmatt–Hinterflue: leicht bis stark rotiert
- Sangetel-Segment: normal (Rütiloch-Störung)
- Laupersdörfer Stierenberg: normal

Cras-Papon-Segment

Westlich der Raus-Klus verläuft sie fast West–Ost (PFIRTER et al. 1996, PFIRTER 1997) und knickt in der Klus Richtung NE ab. Die tektonische Konfiguration am Nordende des Weissensteintunnels und in dessen Verlängerung nach NW kann als eine ältere, nordvergente Überschiebung gedeutet werden, welche von einer südvergenten Fault-Propagation-Fault steilgestellt und verfaltet wurde (Taf. I, Profil 1).

Walenmatt-Segment

Die Spur der älteren, verfalteten Überschiebung lässt sich – in Übereinstimmung mit H. P. Laubschers Interpretation – von der Klus der Raus über die Haute Joux zur Alp Le Buement (Pkt. 1018) und von dort über die Underi zur Mittleri Hell verfolgen. Das Segment ist entlang der Cholberg-Überschiebung auf die Mulde von Moutier–Seehof überschoben.

Harzer-Probsteberg-Segment

Zwischen Le Buement und Harzer biegt die Faltenachse nach ENE ab. Die enge, nach Süden geneigte, entlang der Cholberg-Überschiebung nordwärts über die Mulde von Moutier–Seehof überschobene Antiklinale ist wahrscheinlich aus einer initialen Fault-Propagation Fault entstanden, welche in der Folge an der aus der durchbrochenen Störung entstandenen Rampe hochgeschoben und dabei verschert wurde.

Nahe des Profils 3, südlich Bux, ist der Kern der Graiter-Falte bis in die Passwang-Formation aufgeschlossen. Die dort vorgefundenen Verhältnisse werden auf eine südvergente verfaltete Überschiebung mit relativ geringem Versatz zurückgeführt.

Tannmatt-Hinterflue-Segment

Östlich von Probsteberg knickt die Faltenachse zuerst nur leicht in Richtung NE ab (Tannmatt-Teilsegment). Im Profil 4 (Taf. I) erscheint die Graiter-Antiklinale als relativ einfaches, nicht gestörtes Gewölbe, das weit über die Synklinale von Moutier–Seehof geschoben ist.

Im NW–SE streichenden Hinterflue-Teilsegment östlich der Mieschegg vermutet H. P. Laubscher die Verbindung zwischen der Balmberg-Querzone in der Weissenstein-Kette und der Schelten-Querzone in der nördlich angrenzenden

Raimeux- und Passwang-Kette. Auch hier überstand seine konzeptionelle Kartierung, abgesehen von einigen isolierten Brüchen und einem stellenweise etwas unruhigen Kartenbild, die Revision nicht.

In der Umgebung des Matzendörfer Stierenberges ist das Konzept einer Südfortsetzung der am Scheltenpass exemplarisch aufgeschlossenen Störung unabdingbar (vgl. auch Profil 5, Taf. I). Hier nähern sich die Malmkalke (Reuchenette-Formation) des etwa 60° nach NW einfallenden Nordschenkels der Graiter- und des etwa 35–50° nach SW einfallenden Südschenkels der Raimeux-Antiklinale auf weniger als 100 m. Man ist geneigt, die beiden Schenkel zu einer hoch schliessenden Synklinale zu vereinen. Die extrapolierte Grenze zur Molasse würde so bei etwa 1100 m ü.M. umbiegen. Nur rund 3 km SW liegt diese Grenze in der Mulde von Seehof auf rund 550 m ü.M. Bemerkenswert ist, dass rund 300 m westlich der Profilspur eine sehr geringmächtige Elsässer Molasse vorliegt, der direkt ein Konglomerat (Poudingue polygénique) der Oberen Meeremolasse aufliegt. Gegen SW wird die Elsässer Molasse rasch mächtiger, und das marine Konglomerat (Poudingue polygénique) steht sukzessive der Reuchenette-, der Balsthal- und – schliesslich fast direkt – der Günsberg-Formation des Nordschenkels der Graiter-Antiklinale gegenüber. Dies weist darauf hin, dass das Graiter-Gewölbe entlang einer sinistralen transpressiven Störung an die Mulde von Seehof und die Raimeux-Antiklinale gepresst wurde.

Für eine weitere Diskussion der regionalen Zusammenhänge der Querstörungszonen wird auf das letzte Unterkapitel des Kapitels Tektonik verwiesen.

Sangetel-Segment

Das östlich an die Transpressionszone angrenzende, normal streichende Segment ist durch eine verfaltete nordvergente Überschiebung charakterisiert (Profil 6, Taf. I). Die ausgedehnten, auf die aktuelle Guldental-Mümliswil-Synklinale überschobenen Massen aus Malmkalken sind, wie insbesondere das Digitale Höhenmodell belegt (Fig. 1), zusätzlich versackt. Eine Entstehung allein durch Sackung, beispielsweise durch gravitative Abscherung (décoiffement) der Scheitelregion der Graiter-Falte, kann aber aus geometrischen Gründen ausgeschlossen werden. Die Überschiebungsklappen liegen mehrheitlich, die eben beschriebenen Sackungsmassen ausschliesslich im Gebiet von Blatt Passwang.

Ursache für die Verfaltung ist wie anderenorts eine durchgebrochene südvergente Fault-Propagation Fold. Während die tiefere, prominentere Überschiebung in Profil 6 (Tafel I) eine Konsequenz aus volumetrischen Überlegungen ist (d.h. hypothetischer Natur), führt ihr höhergelegenes Divertikel zur Superposition des Birnenstorf-Members auf die Günsberg-Formation, wie sie stellenweise am Sonnenberg zu beobachten ist.

Die Faltengeometrie und mit ihr die Überschiebungsklappen enden abrupt an der rheintalisch streichenden Rütloch-Störung.

Lauperstörfer-Stierenberg-Segment

In diesem Segment wurde die frühe, nordvergente Oberberg-Überschiebung durch nukleierende Fault-Propagation Folds zwar versteilt, aber noch nicht verfalltet (Profil 7, Taf. I). Die Analyse der Verhältnisse insbesondere am Mausterenrain (im Gebiet von Blatt Passwang) deutet darauf hin, dass den nordvergenten Überschiebungen bereits südvergente vorausgingen. Im Sunnenberg nördlich von Laupersdorf zeichnen sich die Anfänge der Farisberg-Antiklinale ab.

Übergang von der Graiterly- zur Farisberg-Antiklinale

In der Klus von Mümliswil, der Lobisei, lässt sich die Graiterly-Antiklinale nicht mehr nachweisen. Letzte Spuren an der Oberfläche finden sich bei Follen im Gebiet von Blatt Passwang.

Klar zu erkennen ist die ältere, nordvergente Oberberg-Überschiebung, die ebenfalls bereits von MÜHLBERG (1893) beschrieben wurde. Sie setzt am namengebenden Oberberg Effingen-Member über Balsthal-Formation (Profil 8, Taf. I). Auf der gegenüber liegenden Seite der Klus wurde im Chilchholz sanft südfallender Hauptrogenstein über nordfallende Balsthal-Formation geschoben. Am Kontakt zwischen Hangendem und Liegendem finden sich, ebenfalls ähnlich den Verhältnissen in der Balsthaler Klus, steil einfallende Kinkbänder und Schürflinge beider Elemente. In der Klus selber sind an der Kantonsstrasse flach liegender Hauptrogenstein und, bei Inner Escheholz, nordfallende Ifenthal-Formation des liegenden Elements zu beobachten.

Im Landschaftsbild dominieren jedoch der Hauptrogenstein des hangenden Elements und die steilstehende Schichtfolge bis in die Reuchenette-Formation am Südausgang der Klus, welche die Farisberg-Antiklinale repräsentieren. Diese entsteht in ersten Ansätzen am Sunnenberg nördlich Laupersdorf und entwickelt sich rasch gegen Osten (s.o. und Profil 7, Taf. I). Während BITTERLI (1992) von einem gleichmässigen Ab- bzw. Anschwellen der beiden Strukturen ausgeht (Fig. 39), wird hier die Ansicht vertreten, dass erst der Durchbruch der ursprünglich blind angelegten südvergenten Haulen-Überschiebung westlich Höngen (Fig. 34) zu einer deutlichen Akzentuierung des Farisberg-Gewölbes führt.

An der Farisberggraben-Überschiebung wird das Farisberg-Gewölbe sinistral einen guten Kilometer nach Norden versetzt (Beretenchof im Gebiet von Blatt Hauenstein). LAUBSCHER (2008) sieht im Abschnitt Haulen-Farisberggraben weniger ein nach Süden Vorspringen der Graiterly-Farisberg-Antiklinale als ein punktuelles Zurückbleiben der nach Norden abscherenden Sedimentdecke an einem Ankerpunkt, einer Stelle also, wo der basale Abscherhorizont in seiner Funktion zeitweise eingeschränkt war.

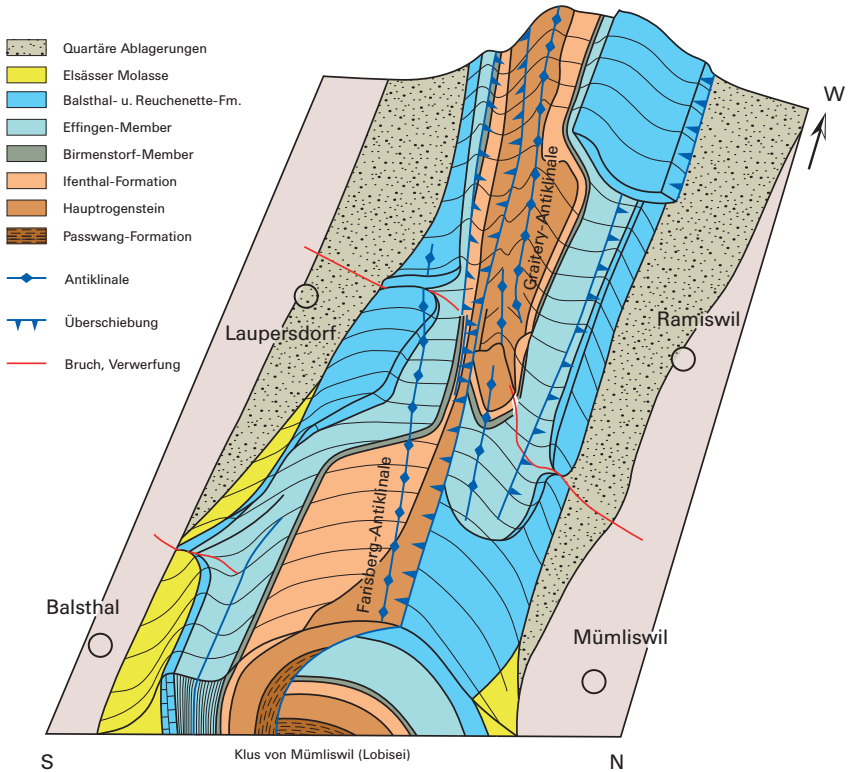


Fig. 39: Ablösung der Graiterly- von der Farisberg-Antiklinale westlich der Klus von Mümliswil (Lobisei) nach BITTERLI (1990), leicht verändert. Das Blockdiagramm stellt den Abschnitt zwischen der Rütloch-Querstörung (nicht vermerkt, aber erkennbar am abrupten Einsetzen der «Balsthal-Formation»-Klippe oben rechts im Diagramm) und der Lobisei im Vordergrund dar.

Moutier-Seehof- und Guldental-Mümliswil-Synklinale

Die rund 2 km weite Synklinale von Moutier, deren Molassefüllung bis in die OMM reicht, erfährt durch das schiefe, d.h. SW-NE verlaufende Walenmatt-Segment der Graiterly-Antiklinale gegen Osten erstmals eine starke Einengung auf wenige hundert Meter. In der Fortsetzung des Seehofs ist sie wieder knapp 1 km breit. Die Grenze Malm/Molasse befindet sich in etwa 600 bis 650 m Tiefe. Es wird hier, ohne direkte Belege, rein aus konstruktiven Überlegungen davon ausgegangen, dass die Mulde auch hier ihren Charakter als Synklinaltafel – als allein parallel zum Abscherhorizont transportiertes, aber nicht weiter deformiertes Element – beibehält.

Östlich von Seehof, zwischen Ober Solterschwang und Matzendörfer Stierenberg, belegen Aufschlüsse eine sehr geringe Mächtigkeit der Elsässer Molasse, die sonst 300 bis 400 Meter erreichen kann. Dies weist auf signifikante Versätze an den oligozänen (?eozänen) Normalbrüchen vor Ablagerung der miozänen Meeresmolasse hin. Die Aufschlüsse liegen, wie bereits erwähnt, im Bereich der Scheltenpass-Querstörung, die als sinistrale Reaktivierung oligozäner Brüche verstanden wird. Allerdings verlässt die Querstörung das fragliche Gebiet in SW Richtung. Der besagte Aufschluss und das mächtige Vorkommen von Elsässer Molasse um Seehof liegen somit auf der gleichen Seite dieser Bruchzone. Wo und wie der trennende Bruch verläuft, ist unklar.

Die Moutier-Seehof-Synklinale endet abrupt an der Scheltenpass-Querstörung. Genau so abrupt beginnt rund 1 km nördlich, bereits ausserhalb des Kartengebiets, die Guldental-Mümliswil-Synklinale. Sie wird hier ebenfalls als Synklinaltafel betrachtet (Profile 6–8, Taf. I).

Raimeux-Passwang-Antiklinorium

Das Raimeux-Antiklinorium ist auf das Becken von Delsberg aufgeschoben. Die Passwang-Antiklinale ist deren Fortsetzung oder Entsprechung jenseits der Schwarzwald-Linie, des östlichen Masterfault des Oberrheingrabens («Rheintal-flexur») in der abgescherten Sedimentdecke (STEINMANN 1892, LAUBSCHER 2008). Der Übergang findet in der NW-Ecke des Kartengebiets und dessen unmittelbaren Umgebung statt. H. P. Laubscher identifiziert die Schwarzwald-Linie in der Mervelier-Transferzone, welche den Ostrand des Beckens von Delsberg definiert und sich unter anderem durch die N–S streichende Chaumont-Falte am Eingang der Scheltenschlucht östlich von Mervelier manifestiert (Blatt Passwang).

Weiter südlich lokalisiert H. P. Laubscher die Schwarzwald-Linie in der Combe des Aves (Blatt Passwang) und führt sie dort westlich an Le Monnat vorbei Richtung La Sonnenberg durch. Noch vor dem Sonnenberg knickt sie seiner Ansicht nach Richtung Süden ab und führt in einem Zickzackkurs an Chez Renaud und Sur Souce vorbei nach Le Long Pré. Einige der dazu beigezogenen Störungen und Überschiebungen haben die Revision des Kartenblattes überstanden. Von Le Long Pré möchte H. P. Laubscher die Schwarzwald-Linie in die Walenmatt weiterführen, den SW–NE streichenden Abschnitt der Graiterie-Kette (s.o.). Diese Verbindung ist bereits in H. P. Laubschers Kartenmanuskript nicht nachvollziehbar und müsste in der aktuellen Karte durch die als tektonisch unversehrte Rippe aus Günsberg-Formation vom Grändel zum Grasberg und die an dieser Stelle auch als unversetzt kartierte Rippe des Birmenstorf-Members bei La Rossmatte durchschlagen (s. auch Diskussion im letzten Unterkapitel des Kapitels Tektonik).

Die vorliegende Interpretation (Fig. 40; Profile 2–5, Taf. I) geht davon aus, dass die Schwarzwald-Linie tatsächlich eine Schlüsselrolle spielt, dass sie aber in

der Überschiebungsmasse des Raimeux-Passwang-Antiklinoriums bereits deutlich weiter nach Norden überschoben wurde. Der von H. P. Laubscher aufgezeichnete Verlauf entspricht etwa ihrer Lage im abgescherten Delsberger Becken, also im Liegenden des Raimeux-Passwang-Antiklinoriums. Die Interpretation basiert weiter auf der Beobachtung, dass südlich Sur Soulce kaum laterale Änderungen im Gebirgsbau Richtung Osten feststellbar sind und dass auch der vermutete Normalbruch von Le Long Pré eher unbedeutend ist. Auf die Kontinuität des Südschenkels zwischen Le Beucle über Grändel bis zum Grasberg und vermutlich weiter zum Wandflüeli wurde bereits hingewiesen. Unbestritten ist die Zäsur im nördlichen Abschnitt zwischen Combe des Aves und Le Long Pré. Um die Konsequenzen der verschiedenen Konzepte zu illustrieren, ist H. P. Laubschers Interpretation der Verhältnisse links und rechts der Gabiare in Figur 41 dargestellt.

Eine weitere wichtige Zäsur ist die sinistrale Scheltenpass-Störung, welche das Schönenberg-Gewölbe (s.u.) praktisch neben die Guldental-Mümliswil-Synklinale setzt. Ob die Grenze zwischen Raimeux- und Passwang-Antiklinale nun an dieser westlichen, während der miozänen Jurafaltung stärker beanspruchten rheintalischen Störung gezogen wird oder an der während der oligozänen Grabenbildung wohl wichtigeren Schwarzwaldlinie, ist zweitrangig. Wichtig ist die Feststellung, dass zwei Abschnitte zu unterscheiden sind: nämlich das Gabiare-Tal und der Schönenberg.

Abschnitt des Gabiare-Tals

Von Süden lassen sich, angrenzend an die Moutier-Seehof-Synklinale, unterscheiden (Fig. 40; Profil 2, Taf. I):

- Raimeux-Hauptgewölbe (Le Petit Pré) mit der verfalteten Chez-le-Verrier-Rempart-Überschiebung
- Raimeux-Vorgewölbe (Nierlet) mit der Wuestmatte-Überschiebung
- Synklinale des Chenal und die Antiklinale des Tête aux Courbets und die Essertalin-Überschiebung

Der Südschenkel des Raimeux-Hauptgewölbes liegt im Streichen des Südschenkels der Schönenberg-Falte weiter westlich. Rund um Chez le Verrier gibt es zahlreiche kleine Aufschlüsse der Passwang-Formation, die zusammengenommen eine unrealistisch grosse Mächtigkeit der Formation ergeben würden. Offensichtlich liegt eine Schichtverdoppelung durch eine verfaltete Überschiebung vor, die sich geometrisch konsistent gegen Westen zum Le Petit Ramboden und gegen Osten Richtung Sur Soulce und weiter, Richtung La Sonnenberg zur Wuestmatte-Überschiebung (s.u.) hochziehen lässt. Sie ist also, in diesem Abschnitt, mit der hypothetischen Schwarzwald-Linie H. P. Laubschers identisch (s.o.). Jenseits der Wuestmatte-Überschiebung ist die Fortsetzung bei La Sonnenberg zu suchen, von wo sie den Rempart westlich umkreist und sich Richtung Pkt. 790 NW Mon-

taigu fortsetzt. Sie wird hier als Chez-le-Verrier-Rempart-Überschiebung bezeichnet (s. Schönenberg-Abschnitt, unten).

Im Liegenden dieser Überschiebung ist der Übergang von der Rampe des Südschenkels zur Verflachung von Envelier zu beobachten, an die sich nördlich das Gewölbe von Le Nierlet anschliesst, in dessen Kern Opalinus-Ton ausstreicht. Dieses Vorgewölbe lässt sich gegen Westen über La Wuestmatte, Les Petits und Grands Terras und Sous Raimeux bis zur Birs verfolgen (PFIRTER et al. 1996). Der Nordschenkel des Raimeux-Vorgewölbes ist durch eine Überschiebung gestört, welche östlich der Gabiare SE von Rière Buchwalder die Hauptrogenstein-Rippe versetzt und, weiter oben, östlich La Sonnenberg, den Hauptrogenstein neben die Pichoux-Formation stellt. Westlich der Gabiare, im Gebiet von Blatt Moutier, konnten PFIRTER et al. (1996) die Überschiebung unter anderem bei Pkt. 969 NE Le Petit Terras beobachten, wo sie Hauptrogenstein über Ifenthal- und Bärschwil-Formation setzt.

Etwa auf der Höhe des Châteaux de Raymontpierre, noch im Gebiet von Blatt Moutier, entwickeln sich vor dem Raimeux-Vorgewölbe eine exotische Kombination aus Syn- und Antiklinalen. Die am linken Ufer des Gabiaries gut erkennbare, enge Antiklinale des Tête aux Courbets erscheint am rechten Ufer horizontal wie vertikal versetzt. Zudem fehlt hier der Südschenkel: der Abfolge Pichoux- bis Balsthal-Formation sind südfallende Kalke der Reuchenette-Formation gegenüber gesetzt. Diese bilden offenbar über die enge Rinne des Chenal (Name aus swissTLM; in der Landeskarte 1:25 000 nicht enthalten), die sich vom Rempart hinunterzieht, eine Synklinale, wie neben den Strukturmessungen auch vereinzelte Aufschlüsse von Siderolithikum belegen. Gegen Westen verschwinden die Chenal-Synklinale sowie die hier noch vorhandenen Reste des Nordschenkels der Tête-aux-Courbets-Antiklinale unter der Chez-le-Verrier-Rempart-Überschiebung. Diese exotischen Strukturen zwischen dem Raimeux-Vorgewölbe (Nierlet) und der Essertalin-Überschiebung, wo das Raimeux-Antiklinorium auf die Molassefüllung des Beckens von Delsberg überschoben wird, sind wahrscheinlich – wie von H. P. Laubscher postuliert (s.o.) – Elemente aus der Füllung des Beckens von Delsberg, die früh abgeschert und in die spätere Faltung einbezogen wurden.

Schönenberg-Abschnitt

Von Süden lassen sich, angrenzend an die Moutier-Seehof-Synklinale, unterscheiden (Fig. 34; Profile 3–5, Taf. I):

- Schönenberg-Antiklinale
- Muelte-Synklinale
- Montaignu-Grossschür-Hohe-Winde-Antiklinale

Der Südschenkel der Schönenberg-Antiklinale schliesst sich nahtlos an den Südschenkel des Raimeux-Hauptgewölbes (Le Petit Pré) an (s.o.). Das Gewölbe

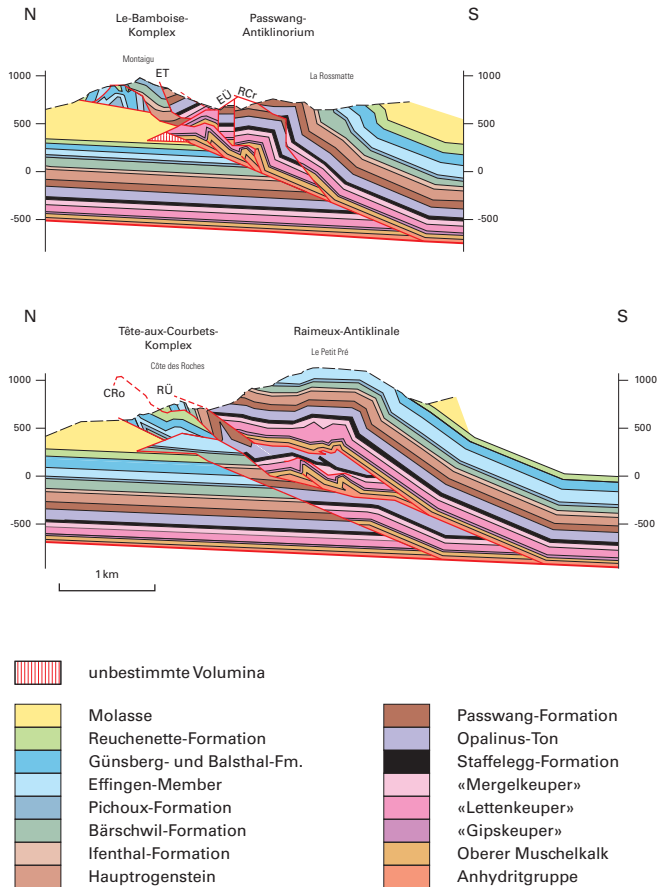


Fig. 41: Interpretation der tektonischen Verhältnisse links (unten, entlang der Ordinate 2603.000) und rechts der Gabiäre (oben, entlang der Ordinate 2604.350) durch H. P. Laubscher. Im Unterschied zu der in der Tafel 1, Profil 2 dargestellten Interpretation einer vergleichsweise einfachen Rampen-Verebungs-(Ramp-Flat-)Überschiebung geht H. P. Laubscher von einer frontalen initialen mehrfachen Aufschuppung und Verfaltung aus. Der so entstandene Tête-de-Courbets- bzw. Le-Bambois-Komplex ist anschliessend im Lauf der weiteren Entwicklung der Raimeux-Passwang-Überschiebung rückwärts überschoben worden. Mitverantwortlich für diese komplexe Geometrie ist nach H. P. Laubschers Ansicht der Einbezug der Schwarzwald-Linie. Die Profile basieren wiederum auf H. P. Laubschers Originalkartierung, die von der vorliegenden Karte mehrfach signifikant abweicht. ET: Envelier-Transpressivstörung (Schwarzwaldlinie, etwa Wuestmatte in Fig. 41); EÜ: Envelier-Rücküberschiebung (fehlt in aktueller Karte); RCr: Roche-du-Creux-Überschiebung (Chez-Le-Verrier-Rempart); CRo: Côte-des-Roches-Überschiebung; RÜ: Raimeux-Überschiebung (Wuestmatte).

erstreckt sich aber deutlich weiter nach Norden. Bei Sur Souce paust sich das Raimeux-Vorgewölbe von Nierlet über rund einen halben Kilometer, bis zum Pkt. 1060 durch, was darauf hindeutet, dass sich der Schönenberg-Nordschenkel über der Chez-le-Verrier-Rempart-Überschiebung (s.o. und Fig. 40) entwickelt. Diese Überschiebung, welche die Grenze zwischen dem Gabiare- und Schönenberg-Segment markiert, entspricht somit der Schwarzwald-Linie in der Interpretation H. P. Laubschers (s.o.).

Die nördlich angrenzende Muelte-Synklinale kann so gegen Westen bis Le Monnat und an die Wuestmatte-Überschiebung verfolgt und jenseits dieser Überschiebung in der sanften Eindellung südlich Montaigu wiedergefunden werden. Gegen Westen verlässt die Synklinale schleifend das Kartengebiet. Sie kann gegen Osten bis an die Scheltenpass-Querstörung klar verfolgt werden. Etwa ab Schattenus nördlich von Rotlach wird sie von der Schönenberg-Antiklinale geringfügig überfahren (Profil 5, Taf. I).

Die frontale Falte bei Montaigu kann nach dem Umbiegen bei Le Monnat in SW-NE- und bei Les Envers (bereits im Gebiet von Blatt Passwang) wieder in West-Ost-Richtung über Grossschür verfolgt werden. Dort dreht sie erneut in ESE-WNW-Richtung ab und endet jenseits der Hohen Winde an der Scheltenpass-Querstörung.

Auch dieser östlichste Abschnitt des Raimeux- bzw., je nach Leseart, westlichste Abschnitt des Passwang-Antiklinoriums (s.o.) lässt sich am einfachsten als Rampen-Verebnungs-(Ramp-Flat-)Struktur abbilden (Profile 3–5, Taf. I). Das Hauptgewölbe, die Schönenberg-Antiklinale, liegt entsprechend über der Rampe, während die Muelte-Synklinale und die Montaigu-Grossschür-Hohe-Winde-Antiklinale über die Rampe auf die davor liegende Verebnung transportierte Elemente darstellen. Diese Geometrie wurde durch die Abschiebung der rigiden Dogger- und Malmkalke auf das Niveau der viskosen Abscherhorizonte der Trias im Bereich des Beckens von Delsberg provoziert und pauste sich – vereinfacht erklärt – auch weit in die östlich angrenzende Trogschulter durch.

Vermes-Synklinale und Tiergarten-Antiklinale

Die Tiergarten-Antiklinale stellt ein laterales Äquivalent der Vellerat-Antiklinale dar (PFIRTER 1997). Sie kulminiert im Bereich des namengebenden Durchbruchs der Gabiare, wo als Älteste Bärschwil-Formation aufgeschlossen ist, und taucht von dort Richtung Osten langsam ab. Hier interessiert sie allein als nördliche Grenze der Vermes-Synklinale, deren bis zur OSM reichende Molassefüllung gerade noch in der nordwestlichsten Ecke des Kartengebiets aufgeschlossen ist. Die Vermes-Synklinale stellt das Ostende der regionalen Souce-Vermes-Synklinale dar (PFIRTER 1997).

Überregionale sinistrale Querstörungszonen

Betrachtet man die Graiter- und die Farisberg-Antiklinale als in ihrer Anlage WSW–ENE streichend, lassen sich, wie bereits im entsprechenden Kapitel angedeutet, vier Zonen mit diffusem oder diskretem sinistralen Versatz ausmachen: Le Buement und Tannmatt–Hinterflue bzw. Rütloch und Farisberggraben (Fig. 34). Die sinistrale Störungszone zwischen Tannmatt und Hinterflue scheint in der nördlich angrenzenden Raimeux-Passwang-Kette eine Fortsetzung in der Scheltenpass-Störung zu finden. Gegen Süden bieten sich die Wolfsschlucht in der Brandberg-Struktur, die Balmberg-Querstörungszone und schliesslich die Martinsflue-Störung als Fortsetzung an.

Weiter im Osten lässt sich die Rütloch-Querstörung mit der bislang nur seismisch nachgewiesenen Flumenthal-Störung verbinden. Ein weiteres Ensemble stellen der Farisberggraben und die ebenfalls nur aus der Seismik bekannte Walliswil-Störung dar. Im Westen lassen sich, mit Blick über den Kartengebietsrand hinaus, der Ostrand des Delsberger Beckens (Mervelier-Transferzone sensu LAUBSCHER 2008) mit der Chez-le-Verrier-Rempart-Überschiebung in der Raimeux-Passwang-Antiklinale und dem Buement-Abschnitt der Graiter-Kette kombinieren.

H. P. Laubscher (2008 und ca. 2005, Entwurf Erläuterungen) misst diesen Kombinationen hohe Bedeutung zu und interpretiert sie als rheintalische Bruchzonen, die in die Abscherung der Sedimenthaut miteinbezogen wurden. Würde es sich allerdings um eine ursprünglich durchgehende Zone handeln, müssten diese, durch den Zusammenschub der Sedimentdecke in SSE-NNW-Richtung, über die grossen Überschiebungen scheinbar dextral versetzt sein. Die vorgeschlagenen Kombinationen zeigen aber eher einen sinistralen Versatz. Weiter lassen sich die Störungszonen auch nicht kontinuierlich verfolgen. An verschiedenen Stellen wird die naheliegende Verbindung zweier gesicherter Störungszonen durch ungestört querende Schichtabfolgen unterbrochen. Bei der möglichen Südfortsetzung der Farisberggraben-Störung in die Klus von Balsthal lassen sich dort zwar rheintalische Brüche, aber kein nennenswerter sinistraler Versatz beobachten. Dasselbe gilt auch für die virtuelle Verlängerung der Buement-Zone Richtung Süden, die zwar mit dem Gewölbewechsel von der Stallfluh- zur Röti-Falte zusammentrifft, aber auf keinen nennenswerten Versatz der umhüllenden Malmkalke stösst.

Auch wenn der Ursprung oder Zusammenhang der meisten hier erwähnten Strukturen mit rheintalischen Brüchen in der abgesicherten Sedimenthülle genauso wie der sinistrale Versatz offensichtlich und unbestritten ist, scheint die perlchnurartige Anordnung wohl auf eher auf eine Kombination von durchpausenden Sockel- mit transportierten Sedimenthüllen-Strukturen hinzuweisen. Allerdings müsste in diesem Fall beim beobachteten sinistralen Versatz über die grossen Überschiebungen von einer tendenziell rückschreitenden Deformation ausgegangen werden (Deformation im Norden älter als im Süden).

BOHRUNGEN

Im Gebiet des Atlasblattes Balsthal wurden in den vergangenen Jahrzehnten mehrere hundert Sondierbohrungen ausgeführt. Diese Sondierungen dienten in erster Linie der Kies- und Grundwasserprospektion, Baugrunduntersuchungen (z.B. Autobahn A1) und in neuerer Zeit vor allem der Installation von Erdwärmesonden.

Auf dem Kartenblatt wurden nur jene Bohrungen dargestellt, welche für das geologische Verständnis des Aufbaus des Untergrundes erforderlich sind. Eine weitaus grössere Anzahl an Bohrungen wurde für die Konstruktion der Isohypsenkarte (Taf. IV) verwendet.

Speziell zu erwähnen ist die Bohrung auf Steinsalz bei Lucheren, die im Jahr 1849 niedergeteuft wurde (LANG 1863, MARTIN 1984). Diese Bohrung, die in Kenntnis der Stratigraphie der salzführenden Schichten des Muschelkalks des Salzfeldes bei Rheinfeldern durchgeführt wurde, hatte das Ziel, dieselben in der Weissenstein-Antiklinale zu erbohren. Die Endtiefe betrug 566 Fuss (entspricht ca. 170 m). Der Bohrung scheint, obwohl Salz führende Schichten angetroffen wurden, kein Erfolg beschieden gewesen zu sein. Leider stimmen die lithologischen Angaben von LANG (1863) und die Ausführungen von F. Hugi schlecht überein. Einzig in der viel zu geringen Mächtigkeit des Muschelkalks stimmen beide überein. MARTIN (1984) vermutet den Standort der Salzbohrung, basierend auf der Kartierung WIEDENMAYERS (1921), bei Koord. 2614.260/1235.860.

HYDROGEOLOGIE

Faltenjura

Aufgrund der geologischen Situation sind im zentralen Teil des Gebiets von Atlasblatt Balsthal in den beiden Antiklinalen (Weissenstein- und Graiter-berg) grosse und weitreichende Karstgrundwasserreservoirs aufgeschlossen, vor allem in den Malmkalken (Balsthal- und Reuchenette-Formation) und im Hauptrogenstein. Aus diesen Lithologien treten dementsprechend grosse und vielfältige Karstwasserquellen am Fuss der Antiklinalen aus. Auf beiden Antiklinalen sind einzelne Dolinen, aber auch ganze Reihen von Dolinen entlang von Bruchzonen oder Kalkbändern (wie z.B. Birnenstorf-Member) zu beobachten. Auf den Malmkalken entlang der Weissenstein-Antiklinale können lokal Karrenfelder beobachtet werden.

Die Synklinale (Thal) zwischen den beiden Antiklinalen ist durch viele kleine Quellwasseraustritte aus dem Kluftgrundwasserleiter (Molasse), aus lokalen Aquiferen (quartäre Ablagerungen) und dem Lockergesteinsgrundwasserleiter (Alluvionen) in der Talebene gekennzeichnet. Die zwei Pumpwasserfassungen in den Alluvionen werden, wie auch einige grosse Quellen, öffentlich genutzt, zur Gewinnung von Trinkwasser oder für industrielle Zwecke. Die vielen kleinen Quellaustritte dienen häufig der dezentralen Wasserversorgung.

Entlang der beiden Hauptantiklinalen (Weissenstein- und Farisberg-Antiklinale) wurde durch Multitracerversuche die Hauptentwässerungsrichtung von WSW nach ENE entlang der beiden Antiklinalachsen nachgewiesen. Der längste nachgewiesene Fliessweg lag bei rund 16 km in der Weissenstein-Antiklinale, die Fliessgeschwindigkeiten lagen zwischen 30 m und 2350 m/Tag, und die höchste Rückgewinnungsrate betrug 80%. Die Tracerversuche zeigten, dass beide Antiklinalen durch grosse Quellaustritte in der Klus von Mümliswil-Balsthal und der Klus von Balsthal-Oensingen drainiert werden. Seitliche Entwässerungsrichtungen aus den Antiklinalen in die nördlichen oder südlichen Flanken und umgekehrte Fliessrichtungen wurden ebenfalls nachgewiesen. Sie folgen extensiv ausgebildeten und hydraulisch aktiven Bruchzonen teilweise bis in die Talzonen. Dabei werden auch Grundwasserstauer durchflossen, wodurch eine Vermischung des Karstgrundwassers aus den jeweiligen Lithologien erfolgt (HEROLD et al. 2000). Die Ergebnisse der Tracerversuche und die Wasserbilanzierungen des innerjurassischen Dünnerntales (Welschenrohr bis Balsthal) zeigen, dass das unterirdische Einzugsgebiet wegen der geologischen Strukturen gebietsweise deutlich andere Grenzen aufweist als das Oberflächeneinzugsgebiet des Dünnerntales (LÜSCHER 1975, HEROLD 1997).

Die grossen Karstgrundwasserleiter aus dem Malmkalk und dem Hauptrogenstein entwässern vorwiegend als Aufstossquellen unterirdisch in die Locker-

gesteinsgrundwasserleiter und gelangen von dort teilweise direkt in den Vorfluter (Augstbach oder Dünnern). Die grössten gemessenen Karstaustritte mit grossen Schüttungsschwankungen befinden sich im Bereich der Klus von Balsthal-Oensingen. Das Schüttungsverhalten der Quellaustritte entspricht hydraulisch reifen Karstquellen mit Schüttungsverläufen von einigen hundert l/min bis zu einigen hundert l/sec. Weiter westlich liegende grosse Quellaustritte zeigen kleinere und abgeschwächte Quellschüttungsverläufe (Chaltbrunnenquelle, Matzendorf; Hammerquelle, Aedermannsdorf). Ebenso nimmt die mit Hilfe von stabilen Isotopen modellierte mittlere Verweilzeit des Quellwassers der grossen Quellaustritte am Fuss der Weissenstein-Antiklinale von WSW nach ENE ab. Gemäss Modellierungen beträgt die mittlere Verweilzeit bei der Hammerquelle (Herbetswil) über 5 Jahre, bei der Chaltbrunnenquelle (Matzendorf) 40 Monate und bei der Hunquelle (Klus Balsthal-Oensingen) 20 Monate (HEROLD et al. 1999).

Direkt aus den anstehenden mesozoischen Schichten entspringende Quellen sind selten anzutreffen und weisen meist nur geringe Schüttungsmengen auf (mittlere Ergiebigkeit: 1–10 l/min). Eine Ausnahme bildet die fast direkt aus den Malmkalken austretende Palmerquelle (Balsthal) bei der Farisberg-Antiklinale (mittlere Ergiebigkeit ca. 600 l/min). Ebenso können im Weissensteintunnel Karstquellen in den Malmkalken (Tunnelmeter 2670, mittlere Schüttungsmenge 13 l/s) oder Quellaustritte direkt aus Klüften beobachtet werden. Die grössten Quellen (mittlere Schüttungsmenge ca. 16 l/s) befinden sich im Hauptrogenstein des südlichen Teils des Weissensteintunnels. Messungen der Gesamtschüttung der südlich abfliessenden Tunnelndrainage ergaben während dreier Jahre (1998–2000) eine mittlere Schüttungsmenge von 283 l/s (T. Herold 2004, unpubliziert).

Tabelle 5: *Abflussmengen der Quellen am Südportal des Weissensteintunnels.*

Abfluss Weissensteintunnel Südportal			
	westlicher Kanal [l/s]	östlicher Kanal [l/s]	total [l/s]
Minimaler Abfluss	54	19	73
Mittlerer Abfluss	144	139	283
Maximaler Abfluss	340	563	903

Im ersten Drittel des Weissensteintunnels (Tunnelmeter 1480–1710) treten Quellen aus den tieferen Formationen aus. Sie weisen geringe Schüttungsmengen auf (1–2 l/m), eine hohe Leitfähigkeit (896–1392 μ S) und eine erhöhte Temperatur (7,3–12,0 °C, HEROLD 1997). An der Oberfläche austretende Quellaustritte mit ähnlichem Chemismus aus dem Lias oder den Triasformationen sind auch im Bereich von Balmberg/Günsberg nachgewiesen. Vor allem die Ribiquelle bei Günsberg weist eine höhere Schüttung (350–800 l/min) und eine hohe Leitfähigkeit

(1159–1359 μS) aufgrund der hohen Sulfatgehalte (548–635 mg/l) auf (Mitt. R. Hug, AFU Solothurn).

Mittelland (Molassegebiet)

Entlang des Weissensteinsüdfusses befinden sich ausgedehnte, mit Moräne bedeckte Gebiete. Im Gegensatz zum Gebiet der westlich anschliessenden Blätter sind in den Moränenkörpern im Gebiet von Blatt Balsthal keine grossen zusammenhängenden Grundwasserkörper belegt. Vereinzelt treten grössere Quellen (mehrere 100 bis 2000 l/min) aus. Ein Teil dieser Quellen weist eine Verbindung zu den Karstgebieten des Südschenkels der Antiklinale auf (HEROLD 1997).

Auffällig im SW-Teil des Kartengebiets ist der südlich der Weissensteinkette freigelegte Malm, der ein Infiltrationsgebiet darstellt. Erst im Raum Solothurn sind grosse Karstquellen oder artesisch gespannte Bohrungen zu finden, die diesen Teil des Malms entwässern (Mitt. R. Hug, AFU Solothurn).

Im SE-Teil des Gebiets von Blatt Balsthal befinden sich Teilbereiche der zwei grossen Grundwasservorkommen des Wasseramtes (SO) und des Bipperamtes (BE). Die fluvialen und glazialen Lockergesteine dieser Grundwasserkörper wurden über glazial vertieften Molasserinnen abgelagert. Beide Grundwasservorkommen werden intensiv für die öffentliche Trinkwasserversorgung genutzt.

Wasseramt

Von Süden her fliesst der Grundwasserstrom aus dem unteren Emmental in Richtung Deitingen–Wangen a.A. Bei Zuchwil erhält dieser einen Zustrom (25 l/s) von einem aus Westen kommenden Nebengrundwasservorkommen. Generell liegt die Grundwassermächtigkeit zwischen 2 und 10 m. Gebietsweise werden aber auch mehr als 20 m, stellenweise sogar bis zu 60 m erreicht. Die kleinsten modellierten Flurabstände können 0–1 m erreichen. Die Durchlässigkeiten (k-Werte) reichen von 2×10^{-4} m/s im Raum von Flumenthal bis zu 8×10^{-3} m/s bei Wangen a.A. Dort bildet die Aare die Vorflut des Grundwasserstromes (AFU, 2010).

Bipperamt

Im Bipperamt, auf der Höhe von Wiedlisbach–Niederbipp–Oensingen, beginnt der grosse Grundwasserstrom, der mit seinem Hauptstrang entlang des Dünnergäus in Richtung ENE bis nach Olten reicht. Im Gebiet von Niederbipp–Oensingen zweigt zudem ein Nebenstrom (180–330 l/s) nach Süden in Richtung Walliswil ab. Ergebnisse von Tracerversuchen weisen auf einen Zustrom des Karstwassers von der Weissensteinkette zu Pumpwerken im Gebiet von Niederbipp hin (HEROLD 1997). Ebenso kann durch Modellierungen ein Zuströmbereich

von Karstwasser postuliert werden (GEOTECHNISCHES INSTITUT/TK CONSULTING AG 1999). Die Schotter des Nebenstromes sind zwischen 60 und 80 m mächtig mit einer Durchlässigkeit von $0,5-8 \times 10^{-3}$ m/s. Der wassergesättigte Bereich liegt zwischen 20 und 40 m. Die Aare bildet bei Walliswil die Vorflut des Nebenstromes (FRÖHLICHER 1966, WEA 1981, PASQUIER 1999).

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Bohnerz

Neben dem Delsberger Becken war das Thal eine der wichtigsten und ergiebigsten Abbaustätten von Bohnerz im Juragebirge. Bereits im Mittelalter wurde am Schatten- und Sonnenberg nach Erz gegraben, und spätestens um 1560 entstanden eine Schmelze und Schmiede am Fusse des Solothurner Weges am Horngraben. Den Höhepunkt erreichte der Bohnerzabbau in der Mitte des 19. Jahrhunderts. Für eine detaillierte Studie der Geschichte des Erzabbaus, der Abbaustellen und der geförderten Erzmengen sei auf BAUMBERGER (1923a) verwiesen.

Erste Hochöfen in Gänsbrunnen und in der Klus bei Balsthal entstanden 1804 bzw. 1812. 1828 wurde in der Klus bei Balsthal eine Giesserei errichtet. 1858 lag die Produktion von Roheisen in der Klus bei 1530 t, wobei auch grosse Mengen an Bohnerz aus dem Delsberger Becken (Courcelon und Courroux) verarbeitet wurden. BAUMBERGER (1923a) beziffert die gesamte Erzproduktion für das Dünnern- und Münstertal für die Zeitperiode von 1805 bis 1865 auf ca. 100 000 t. Der Abbau erfolgte dabei sowohl im Tagebau wie auch in Stollen; im Schadenboden bei Laupersdorf lag die bedeutendste unterirdische Erzgrube des Thals (vgl. Fig. 42). Zur Gewinnung der eisenhaltigen Limonitkonkretionen wurde das Bohnerz abgebaut, der umgebende Boluston mit Wasser und Sieben ausgewaschen und das Erz mit Fuhrwerken den Hochöfen (hauptsächlich in der Klus bei Balsthal und in Choindez) zugeführt.

Die wichtigsten in der Karte aufgeführten Abbaustellen wurden aus den Verzeichnissen von BAUMBERGER (1923a) und FRÖHLICHER (1942) übernommen. Allerdings sind einige der Lokalitäten inzwischen völlig überwachsen und überhaupt nicht mehr zu erkennen (z.B. die Abbaustelle NW von Welschenrohr bei Koord. 2606.075/1237.320), weshalb sie auf der Karte nicht mehr verzeichnet wurden. Zahlreiche Flurnamen wie «Erzgrube», «Erzmatt» oder «Erzwäsche» zeugen aber weiterhin von den ehemaligen Abbaustellen; Flurnamen, die den Begriff «Schmelzi» oder «Hammer» enthalten, zeugen von Standorten, an welchen das Erz gebrochen, geschmolzen und geschmiedet wurde.

Boluston

Boluston wurde hauptsächlich bei der Gewinnung der z.T. darin enthaltenen Limonitkonkretionen abgebaut (s. Bohnerz, oben). Letztmals wurde Boluston in den 1990er-Jahren bei Hintere Malsen, oberhalb von Welschenrohr, abgebaut. Das mittels Materialeilbahn zur Kantonsstrasse transportierte Sediment wurde verwendet, um Schamottsteine, feuerfeste Kacheln usw. für Brennöfen herzustellen.

Huppererde

Huppererde ist ein weisslicher bis gelblich-grauer toniger Sand, der zur Glasgewinnung oder für feuerfeste keramische Produkte, als Formsand oder zur Auskleidung des Feuerraumes in Hochöfen, Glasöfen und Eisengiessereien verwendet wurde. 1480 arbeiteten in der Glaserbruderschaft St. Agatha in der Klus bei Balsthal 21 Meister. Der Regierung in Solothurn war das Glasgewerbe aber stets ein Dorn im Auge; dies aufgrund des Raubbaus am Walde.

Ton

Ton wurde stellenweise für die Herstellung von Keramik abgebaut. Die Keramikmanufaktur Matzendorf wurde 1798 durch L. von Roll gegründet. Sie wurde vor allem bekannt durch die Produktion der so genannten Matzendorfer Fayencen. 2004 musste die einheimische Produktion geschlossen werden. Erstaunlicherweise ist nicht bekannt, welche Tonvorkommen für die Keramikherstellung abgebaut wurden.

Kalkstein

Der Solothurner Stein, der auch unter dem Begriff «Solothurner Marmor» bekannt ist, wurde schon zur Zeit der Römern abgebaut. Er stammt aus dem obersten Bereich der Reuchenette-Formation (Solothurner Schildkrötenkalk); hauptsächlich wurden drei Bänke abgebaut. Der Solothurner Stein zeichnet sich durch seinen Reichtum an Fossilien, insbesondere Nerineen, aus, die auch die charakteristischen Anschnitte liefern. Höhepunkt des Abbaus war die Zeit des Schanzenbaus in Solothurn (1660–1710). 1960 wurde auch der Abbau im Steinbruch Kreuzen (Koord. 2607.200/1230.100) aufgegeben. Dieselben Schichten, für Hausteine und Verkleidungen geeignet, wurden aber ab 1960 im Steinbruch Lommiswil (Koord. 2602.900/1231.700) gebrochen. 1983 ist im alten, 1914 aufgegebenen Steinbruch bei Koord. 2607.700/1230.200 wieder mit dem Abbau begonnen worden. Die Steine werden heute hauptsächlich für Renovationen und Restaurierungsarbeiten der kantonalen Denkmalpflege gebrochen.

Im Steinbruch Oberdorf (Koord. 2603.950/1231.100) werden ebenfalls Kalke, hauptsächlich für Bruchsteine und Schroppen, ausgebeutet.

Das berühmteste Produkt aus dem «Solothurner Marmor» sind die Brunnenröge oder -schalen, die aus der so genannten Schalenbank gewonnen wurden.

Bekannteste Bauwerke aus dem Solothurner Stein sind die Schanzenanlagen der Stadt Solothurn sowie die St.-Ursen-Kathedrale.

LANG (1867, 1885) fasste den damaligen Kenntnisstand über den Betrieb der verschiedenen Steinbrüche in der Umgebung von Solothurn in zwei kleineren Arbeiten zusammen.

In der Klus von Mümliswil wurde auch der Kalk des Hauptrogensteins zu Bauzwecken abgebaut (Koord.2620.265/1241.635); er zeichnet sich aber durch eine deutlich geringere Frostfestigkeit aus.

Gips

Gips des Gipskeupers wurde an verschiedenen Stellen abgebaut, so beim Balmsberg und nördlich Günsberg, bei Luchern und bei Schoren nördlich Rumisberg. An der letztgenannten Stelle wurde nach MARTIN (1984) bis in die 1960er-Jahre Gips zur Herstellung von Gipsplatten für das Baugewerbe abgebaut.

Details zum umfangreichen Abbau von Gips und Alabaster in der Gegend von Günsberg finden sich in einem Artikel von P. Jordan in BAUMER et al. (2007).

Kies

Kies wird heute noch in verschiedenen Gruben abgebaut. Die wichtigsten Abbaustellen befinden sich in Attiswil, in Walliswil, SE von Niederbipp und NW von Berken.

«Juragrien»

Hangschutt begleitet stets die steilen Felswände des Hauptrogensteins sowie der Balsthal- und Reuchenette-Formation. Zuweilen erreicht der Hangschutt beträchtliche Mächtigkeiten, insbesondere in den Gebieten ausserhalb des letzteiszeitlichen Maximums. In vielen kleineren und grösseren Gruben wurde der Hangschutt zur Beschotterung von Feld- und Waldwegen abgebaut («Juragrien»). Die meisten dieser Gruben sind heute wieder verfüllt. Grössere Gruben befanden sich an folgenden Stellen: NW von Welschenrohr (Koord.2607.825/1237.450), nördlich von Herbetswil (Koord.2611.600/1240.125) und westlich von Oensingen (Koord.2619.865/1237.445).

LITERATURVERZEICHNIS

- AFFENTRANGER, B. (1992): Geologische und strukturgeologische Untersuchungen im Gabiare-Querschnitt des Raimeux-Antiklinoriums basierend auf einer Neukartierung des Gebietes zwischen Vermes (JU) und Bächlen (BE). – Diplomarb. Univ. Basel (unpubl.).
- AFU (Amt für Umwelt Kanton Solothurn) (2010): Hydrogeologie Wasseramt – Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung des Grundwassers.
- ALLENBACH, R. (1994): Geology of the Balmberg and surrounding area. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- ALLIA, V. (1996): Sedimentologie und Ablagerungsgeschichte des Opalinuston in der Nordschweiz. – Diss. Univ. Basel.
- ALTERMATT, J.J. (1879): Die Aare im Kanton Solothurn, die Veränderungen ihres Laufes, ihre Überschwemmungen und ihr Dienst als Wasserstrasse. – Mskr. 1879.
- ANTENEN, M.A. (1973): Geologie der Montoz-Kette unter besonderer Berücksichtigung des Tertiärs in den angrenzenden Mulden von Péry und Tavannes. – Diss. Univ. Bern.
- BALMER, W.W. (1989): Zur Geologie und Tektonik der Weissenstein-Kette zwischen Lommwil und Gänsbrunnen. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- BAUMBERGER, E. (1923a): Bohnerz – I. Die Vorkommen im Juragebirge. In: Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz, geotech. Ser. 13/1.
- (1923b): Die Transgression des Vindobonien in den Tertiärmulden von Moutier und Balmthal. – *Eclogae geol. Helv.* 17, 457–466.
- (1927): Die stampischen Bildungen der Nordwestschweiz und ihrer Nachbargebiete mit besonderer Berücksichtigung der Molluskenfaunen. – *Eclogae geol. Helv.* 20, 533–578.
- BAUMER, L.E., DOBLER, K., GASSER, R., JORDAN, P. & KULLY, R.M. (2007): Günsberg. Eine Dorfchronik. Herausgegeben von der Gemeinde Günsberg aus Anlass der 700-Jahrfeier. – Dietschi AG, Olten.
- BECK, H. (1957): Glazialmorphologische Untersuchungen in der Gegend von Solothurn. – *Mitt. natf. Ges. Solothurn* 18, 6–80.
- BECK, P. & RUTSCH, R.F. (1958): Blatt Münsingen–Konolfingen–Gerzensee–Heimberg (SA 336–339). – *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25 000, Karte u. Erläut. 21.
- BERGER, J.-P. (1992): Paléontologie de la Molasse Suisse occidentale: taxinomie, biostratigraphie, paleoecologie, paleogéographie, paleoclimatologie). – Thèse d'habilitation Univ. Fribourg.
- 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.
- BINGGELI, V. (1971): Bannwiler Block und Langenthaler Schwankung. – *Jb. Oberaarg.* 14, 213–215.
- BITTERLI [-DREHER], P. [H.] (1977): Sedimentologie und Paläogeographie des Oberen Doggers im zentralen und nördlichen Jura. Mit einem Beitrag zum Problem zur Eisenoolithbildung. – Diss. Univ. Basel.
- (2012): Die Ifenthal-Formation im nördlichen Jura. – *Swiss Bull. angew. Geol.* 17/2, 93–117.
- BITTERLI [-DREHER], P. [H.] & STRUB, G. (1975): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft ins Balmberg-Gebiet am 19. April 1975. – *Eclogae geol. Helv.* 68/3, 677–682.

- BITTERLI, T. (1990): The kinematic evolution of a classical Jura fold: a reinterpretation based on 3-dimensional balancing techniques (Weissenstein Anticline, Jura Mountains, Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 493–511.
- (1992): Die Anwendung der tektonischen Materialbilanz im östlichen Faltenjura. Modellierung der dreidimensionalen Bilanz der Weissenstein-, Farisberg- und Passwang-Antiklinalen und Rückschlüsse auf Sockelstrukturen. – Diss. Univ. Basel.
- BITTERLI, T., JORDI, H.A., GERBER, M.E., GNÄGI, C. & GRAF, H.R. (2011): Blatt 1108 Murgenthal. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 113.
- BOLLIGER, T. (2013): Late Oligocene micromammal teeth (MP28/29) from the Lower Freshwater Molasse (USM) of Chrummorge (Lägern, N-Schweizland). – *Swiss J. Geosci.* 106/2, 147–159.
- BRÄM, H. (1965): Die Schildkröten aus dem oberen Jura (Malm) der Gegend von Solothurn. – *Schweiz. paläont. Abh.* 83.
- BRIANZA, M. (1977): Zur Geologie der Weissensteinkette in der Umgebung des Balmberges. – *Diplomarb. Univ. Basel* (unpubl.).
- BRIANZA, M., HAUBER, L., HOTTINGER, L. & MAURER, H. (1983): Die geologischen Resultate der Thermalwasserbohrung von Leymen (Haut-Rhin, Frankreich) südlich von Basel, unter besonderer Berücksichtigung der Schwerminerale. – *Eclogae geol. Helv.* 76/1, 253–279.
- BURGA, C.A. (2006): Zum Mittelwürm des Zürcher Oberlandes am Beispiel des Schieferkohle-Profils von Gossau (Kanton Zürich). – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 151/4, 91–100.
- BURKHALTER, R.M. (1989): Zur Geologie der Grenchenberg-Kette zwischen Obergrenchenberg und Hasenmatt (Kantone Solothurn und Bern). – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- (1993): Die Passwang-Alloformation (unteres Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura – Sequenzstratigraphie, synsedimentäre Tektonik, Genese von Eisenoolithen und stromatolithen. – Diss. Univ. Bern.
- (1995): Ooidal ironstones and ferruginous microbialites: origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura mountains). – *Sedimentology* 42, 57–74.
- (1996): Die Passwang-Alloformation (unteres Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 89/3, 875–934.
- BUXTORF, A. (1907): Zur Tektonik des Kettenjura. – *Ber. Versamml. oberrh. geol. Ver.* 30, 29–38.
- (1911): Bemerkungen über den Gebirgsbau des nordschweizerischen Kettenjura, im besonderen der Weissensteinkette. – *Z. dtsh. geol. Ges.* 63, 337–371.
- (1916): Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. – *Verh. natf. Ges. Basel* 27, 184–254.
- BUXTORF, A. & CHRIST, P. (1936): Blatt Laufen-Bretzwil-Erschwil-Mümliswil (SA 96–99). – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 3.
- BUXTORF, A., KÜNZLI, E. & ROLLIER, L. (1908): Geologische Beschreibung des Weissensteintunnels und seiner Umgebung. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 21.
- BUXTORF, A. & TROESCH, A. (1917): Geologie des Grenchenbergtunnels mit Berücksichtigung der hydrographischen und thermischen Verhältnisse und der Tunnelbeben. – *Schlussbericht an das schweizerische Post- und Eisenbahndepartement über den Bau der normalspurigen Hauptlinie Münster-Lengnau (Grenchenbergtunnel 8578 m). Erstattet von der Berner-Alpenbahn-Gesellschaft Bern-Lötschberg-Simplon. Bern 1917, 1–13.*
- CARTIER, R. (1874): Geologische Notizen über Langenbruck und seine Umgebung. – *Schultze, Basel*, 1–20.
- CHRISTEN, G. (1999): Pedogenese im Solothurnischen Gäu – Parabraunerden mit wahrschein-

- lichen Lössablagerungen und Kryoturbationen auf den Schottern der Kiesgrube Aebisholz. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- COMMENT, G. & AYER, J. (2010): Définition macroscopique des unités lithostratigraphiques de l'Oxfordien moyen au Kimméridgien en Ajoie (Jura Suisse): Nouvelles données acquises dans le cadre de la construction de l'Autoroute A16. – Paléontologie et Transjurane, Rap. Sci. 31, 19–21.
- CSD (1982): Neubau KW-Wynau. Hydrogeologisches Gutachten über das Grundwasservorkommen Wolfwil.
- (1994): Wyss Kieswerk AG, Werk Flumenthal-Attiswil, Kiesprospektion Erweiterung-Ost. Bern.
- DELHAES, W. & GERTH, H. (1912): Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn) mit geologischer Karte 1:25 000. – Geol. paläont. Abh. [N.F.] 11/1, 1–97.
- DETTWILER, J. (2008): Zur Geomorphologie periglazialer, lösslehmhaltiger Deckschichten im Schweizer Mittelland und Altersdatierung der Sedimente mittels der Lumineszenzmethode. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- DÜRST-STUCKI, M., REBER, R. & SCHLUNEGGER, F. (2010): Subglacial tunnel valleys in the Alpine foreland: an example from Bern, Switzerland. – Swiss J. Geosci. 103/3, 363–374.
- ELBER, R. (1920): Geologie der Raimeux- und der Velleratkette im Gebiete der Durchbruchstäler von Birs und Gabiare (Berner Jura). – Verh. natf. Ges. Basel 32, 38–93.
- ENGESSER, B., MATTER, A. & WEIDMANN, M. (1981): Stratigraphie und Säugerfaunen des mittleren Miozäns von Vermes (Kt. Jura). – Eclogae geol. Helv. 74/3, 893–952.
- ENGESSER, B. & MÖDDEN, C. (1997): A new version of the Biozonation of the Lower Freshwater Molasse (Oligocene and Aagenian) of Switzerland and Savoy on the basis of fossil mammals. In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Ed.): Actes du Congrès Biochrom'97. – Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier 21, 475–499.
- ERNI, A. (1910): Das Rhät im schweizerischen Jura. – Eclogae geol. Helv. 11/1, 5–54.
- (1934): Zur Stratigraphie und Palaeontologie des Calloviens und Oxfordien im Weissensteingebiet. – Mitt. natf. Ges. Solothurn 10, 107–144.
- (1941): Ein Tertiäraufschluss am Südfuss der Balmfluh bei Solothurn. – Eclogae geol. Helv. 34, 209–219.
- FAVRE, A. (1883): Sur l'ancien lac de Soleure. – Arch. Sci. phys. nat. Genève (3), 10, 601–607.
- FISCHER, H. (1965): Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pfirter Jura. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 122.
- FRÖHLICHER, H. (1942): Bericht über die Huppervorkommen im Dünnerntal und am Jurarand von Solothurn bis Olten. – Bericht 4032, zuhanden Kriegs-Industrie- und Arbeitsamt, Bureau für Bergbau. – Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern [9846] (unpubl.).
- (1966): Die Grundwasserverhältnisse im Aaregäu. Bericht für die Erweiterung der Wasserversorgung Wolfwil-Fulenbach.
- FÜCHTBAUER, H. (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. – Eclogae geol. Helv. 57/1, 157–298.
- FURRER, H. (1948): Das Quartär zwischen Solothurn und Wangen a.A. – Eclogae geol. Helv. 41/2, 269–284.
- GANDER, C. (2013): Steuermechanismen der frühtertiären Sedimentation im Jura. – Masterarb. Univ. Bern (unpubl.).
- GAUDANT, J. (1977): Nouvelles observations sur l'ichthyofaune stampienne d'Oberdorf (Canton de Soleure). – Eclogae geol. Helv. 70/3, 789–809.

- GEOTECHNISCHES INSTITUT / TK CONSULT AG (1999): Grundwassermodell Gäu. Synthesebericht und technischer Bericht. – Baudepartement Kanton Solothurn, Bern/Zürich.
- GEOTEST (1982): Heimenhausen-Hinterfeld, Geoelektrische Untersuchungen. – Bericht Nr. 82068.
- GERBER, E. (1950): Blatt Fraubrunnen–Wynigen–Hindelbank–Burgdorf (SA 142–145). – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte u. Erläut. 22.
- GERBER, M.E. & WANNER, J. (1984): Blatt 1128 Langenthal. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte u. Erläut. 79.
- GIBBARD, P.L. (2003): Definition of the Middle–Upper Pleistocene boundary. – *Global and planetary change* 3, 201–208.
- GIBBARD, P.L., BOREHAM, S., COHEN, K.M. & MOSCARIELLO, A. (2004): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2004a. – *Int. Union Quatern. Res. (INQUA) homepage*.
- GIBBARD, P.L. & COHEN, K.M. (2008): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, v. 2008. – *Episodes* 31/2, 243–247.
- GIBBARD, P.L., HEAD, M.J. & WALKER, M.J.C. (2010): Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. – *J. Quatern. Sci.*, 25/2, 96–102.
- GNÄGI, C. (2011a): Glazial übertiefte Talabschnitte zwischen Solothurn und Aargau. – *Mitt. natf. Ges. Solothurn* 41, 89–98.
- (2011b): Eiszeit im Oberaargau – Neuinterpretation der «Langenthaler Schwankung» und des Findlingshorizonts – Stand der Forschung. – *Jb. Oberaarg.* 54, 105–120.
- GOLDSCHMID, H.O. (1965): Die Geologie des Faltenjuras zwischen Olten und Unterem Hauenstein. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 24, 15–91.
- GONZALEZ, R. (1993): Die Hauptrogenstein-Formation der Nordschweiz (mittleres Bajocien bis unteres Bathonien). – *Diss. Univ. Basel*.
- GONZALEZ, R. & WETZEL, A. (1996): Stratigraphy and paleogeography of the Hauptrogenstein and Klingnau formations (middle Bajocian to late Bathonian), northern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 89/2, 695–720.
- GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SCHMITZ, M.D. & OGG, G.M. (2012): The geologic time scale 2012, vol. 1–2. – Elsevier, Amsterdam, 1176 p.
- GRAF, A.A., STRASKY, S., IVY-OCHS, S., AKÇAR, N., KUBIK, P.W., BURKHARD, M. & SCHLÜCHTER, C. (2007): First results of cosmogenic dated pre-Last Glaciation erratics from the Montoz area, Jura Mountains, Switzerland. – *Quatern. int.* 164–165, 43–52.
- GRAF, H.R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – *Diss. ETH Zürich*.
- (2009): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 168.
- GREPPIN, J.B. (1867): *Essai géologique sur le Jura suisse*. – Helg & Boéchat, Delémont.
- (1870): *Déscription géologique du jura bernois et de quelques districts adjacents*. – *Matér. Carte géol. Suisse* 8.
- GRESSLY, A. (1838–41): *Observations géologiques sur le Jura soleurois*. – *Nouv. Mém. Soc. helv. Sci. nat.* 2, 4, 5, 1–112, 113–241, 245–349.
- GRUNER, U. (2012): Blatt 1146 Lyss. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 76.
- GYGI, R.A. (1969): Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 136.
- (1990): The Oxfordian ammonite succession near Liesberg BE and Péry BE, northern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 83/1, 177–199.

- GYGI, R.A. (1995): Datierung von Seichtwassersedimenten des Späten Jura in der Nordwestschweiz mit Ammoniten. – *Eclogae geol. Helv.* 88/1, 1–58.
- (2000a): Integrated stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany. – *Denkschr. schweiz. Akad. Natw.* 104.
- (2000b): Annotated index of lithostratigraphic units currently used in the Upper Jurassic of northern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 93/1, 125–146.
- (2001): Perisphinctacean ammonites of the type *Transversarium* Zone (Middle Oxfordian, Late Jurassic) in northern Switzerland. – *Schweiz. paläont. Abh.* 122.
- (2012): Quantitative geology of Late Jurassic epicontinental sediments in the Jura Mountains of Switzerland. – Birkhäuser/Springer, Basel.
- (2015, in prep.): The Oxfordian/Kimmeridgian stage boundary in Late Jurassic sedimentary rocks of the Swiss Jura Range. – *Swiss J. Geosci.*
- GYGI, R.A., COE, A.L. & VAIL, P.R. (1998): Sequence stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian Stages (Late Jurassic) in northern Switzerland. – In: HARDENBOL, J., GRACIAN-SKY, P.C. DE, THIERRY, J., FARLEY, M. & VAIL, P.R. (Ed.): *Mesozoic–Cenozoic sequence stratigraphy of European basins.* – *Spec. Publ. soc. econ. Paleont. Mineral.* 60, 527–544.
- GYGI, R.A. & MARCHAND, D. (1993): An Early Oxfordian ammonite bed in the Terrain à Chailles Member of northern Switzerland and its sequence stratigraphical interpretation. – *Eclogae geol. Helv.* 86/3, 997–1013.
- GYGI, R.A. & PERSOZ, F. (1986): Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 385–454.
- HABICHT, J.K.A. (1987): Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. 7 Schweiz, 7b Schweizerisches Mittelland (Molasse). – *Schweiz. geol. Komm. und Landeshydrol. u. -geol.*
- HÄFELI, C. (1966): Die Jura/Kreide-Grenzsichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). – *Eclogae geol. Helv.* 59/2, 565–695.
- HANTZPERGUE, P. (1989): Les ammonites kimméridgiennes du haut-fond d'Europe occidentale: biochronologie, systématique, évolution, paléobiogéographie. – *Cah. Paléont., Paris*, 428 p.
- HEROLD, T. (1997): Räumliche Beziehungen der Karstsysteme zu den tektonisch-geologischen Strukturen im Gebiet der Weissenstein- und Farisbergantiklinale (Solothurner Jura). – *Diss. ETH Zürich.*
- HEROLD, T., BERNASCONI, S., JORDAN, P. & ZWAHLEN, F. (1999): Estimated mean water residence time (^{18}O) of karstic springs and karst system development. – XXVIII IAHR congress, Graz 1999.
- HEROLD, T., JORDAN, P. & ZWAHLEN, F. (2000): The influence of tectonic structures on karst flow patterns in karstified limestones and aquitards in the Jura Mountains, Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 93/3, 349–362.
- HESS, H. (1968): Ein neuer Seestern (*Pentasteria longispina* n. sp.) aus den Effingerschichten des Weissensteins (Kt. Solothurn). – *Eclogae geol. Helv.* 61/2, 607–614.
- HILDBRAND, K. (1990): Das Endmoränengebiet des Rhonegletschers östlich von Wangen a.A. (inkl. Karte 1:10 000 des Gebiets Wangen a.A.–Bannwil–Niederbipp). – *Diplomarb. Univ. Zürich* (unpubl.).
- HOFMANN, F. (1961): Vulkanische Aschen in den Helicitenmergeln des baslerischen, aargauischen und badischen Tafeljuras. – *Eclogae geol. Helv.* 54/1, 133–136.

- HOFMANN, F. (1968): Zur Sedimentpetrographie der Molasse in den Bohrungen Pfaffnau Süd 1, 2, 4 und 5, Boswil 1 und Hünenberg 1. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 35/87, 35–41.
- HOSTETTLER, B. (2006): Die fossilen regulären Echiniden der Günsberg-Formation. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- HUENE, F. VON (1926): Die Saurierfauna des Portlandkalkes von Solothurn. – *Eclodge geol. Helv.* 19, 584–603.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. – *J. Quatern. Sci.* 23/6–7, 559–573.
- IVY-OCHS, S., SCHÄFER, J., KUBIK, P.W., SYNAL, H.-A. & SCHLÜCHTER, C. (2004): Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). – *Eclodge geol. Helv.* 97/1, 47–55.
- JÄCKLI AG (1965): Projektiertes Kraftwerk Flumenthal – Die Grundwasserverhältnisse vor Baubeginn und ihre Beeinflussung durch das projektierte Kraftwerk Flumenthal.
- JAMISON, W.R. (1987): Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. – *J. struct. Geol.* 9/2, 207–219.
- JORDAN, P. (1994): Evaporite als Abscherhorizonte. Eine gefügekundlich-strukturgeologische Untersuchung am Beispiel der Nordschweizer Trias. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 164.
- JORDAN, P. & HEROLD, T. (2000): Karsthydrogeologie und Tektonik im Gebiet der Weissenstein-Antiklinale (Exkursion I am 29. April 2000). – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 82, 145–167.
- JORDI, H.A., BITTERLI, T. & GERBER, M.E. (2003): Blatt 1108 Murgenthal. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Karte 113.
- KÄLIN, D. (1993): Stratigraphie und Säugetierfaunen der Oberen Süswassermolasse der Nordwestschweiz. – Diss. ETH Zürich.
- (1997): Litho- und Biostratigraphie der mittel- bis obermiozänen Bois de Raube-Formation (Nordwestschweiz). – *Eclodge geol. Helv.* 90/1, 97–114.
- (2013): A new Oligocene (MP24) mammal fauna (Dürrenberg, Canton Jura, NW Switzerland) from the eastern slope of the «Rauracian depression». – *Swiss J. Geosci.* 106/2, 207–218.
- 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.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. 1. Teil: Einleitung; Aufbau und Abschmelzen des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 150/1–2, 19–32.
- KELLERHALS, P. (1974a): Erweiterung der Kiesgrube Berken-Graben, Geologische Beurteilung. – Bericht Nr. 261 z.H. Hofstetter & Co., Bern.
- (1974b): Kiesvorkommen Oberberken, Geologische Beurteilung. – Bericht Nr. 267 z.H. Hofstetter & Co., Bern.
- KOCK, S., HUGGENBERGER, P., PREUSSER, F., RENTZEL, P. & WETZEL, A. (2009): Formation and evolution of the Lower Terrace of the Rhine River in the area of Basel. – *Swiss J. Geosci.* 102, 307–321.
- KUHELMANN, J., SPIEGEL, C., DUNKL, I. & FRISCH, W. (1999): A contribution to the middle Oligocene paleogeography of central Europe: new evidence from fission track ages of the southern Rhine-Graben. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 214/3, 415–432.

- LANG, F. (1858): Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Solothurn. – Verh. schweiz. natf. Ges. 43, 55–57.
- (1863): Solothurn und seine Umgebung, eine geologische Skizze. – Progr. Kantonssch. Solothurn u. Lehrersem. 1862/63, 5–32.
- (1862): Untersuchungen der oberen jurassischen Schichten westlich Solothurn. – Verh. schweiz. natf. Ges. 46, 155.
- (1863): Geologische Skizze der Umgebung von Solothurn. – Verlag Scherer'sche Buchhandl., Solothurn.
- (1867): Die Steinbrüche von Solothurn. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. 22, 5–23.
- (1885): Die Einsiedelei und die Steinbrüche bei Solothurn. – Njbl. soloth. Töpferges.
- LANG, F. & RÜTIMEYER, L. (1867): Die fossilen Schildkröten von Solothurn. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. 22, 1–47.
- LAUBSCHER, H.P. (1965): Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. – *Ecolgae geol. Helv.* 58/1, 231–318.
- (1986): The eastern Jura: Relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. – *Geol. Rdsch.* 75/3, 535–553.
- (2003): Balanced sections and the propagation of décollement: a Jura perspective. – *Tectonics* 22/6, 1063–1074.
- (2008): 100 years Jura décollement hypothesis: how it affects Steinmann's (1892) «Schwarzwaldlinie». – *Int. J. Earth Sci.* 97, 1231–1245.
- LAUBSCHER, H.P. & HAUBER, L. (1982): Querschnitt durch das Juragebirge zwischen Oensingen und Basel. (Exkursion F am 17. April 1982). – *Jber. Mitt. oberrh. Geol. Ver. [N.F.]* 64, 73–77.
- LAUBSCHER, H.P. & PFIRTER, U. (1984): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den östlichen Faltenjura, vom 15. bis 17. Oktober 1983. – *Ecolgae geol. Helv.* 77/1, 205–219.
- LEDERMANN, H. (1977): Blatt 1127 Solothurn. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 72.
- (1978): Blatt 1127 Solothurn. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 72.
- (1991a): Über den «Solothurnersee». – *Mitt. natf. Ges. Solothurn* 35, 213–231.
- (1991b): Teilkartierung zum Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt Balsthal, im Auftrag der Geologischen Landesaufnahme (unpubl.).
- (2000): Baugrunderkarte der Region Solothurn 1:20 000. – *Schweiz. geotech. Komm.*
- LERICHE, M. (1927): Les Poissons de la Molasse suisse. Appendice II. – Le «Smerdis» d'Oberdorf, près Soleure. – *Mém. Soc. paléont. suisse* 46, 26–27.
- LEUTHARDT, F. (1928): Über die Fauna der Birmensdorferschichten im Schweizerjura. – *Ecolgae geol. Helv.* 21/1, 256–259.
- LIEB, F. (1951): Die Ammonitenhorizonte der Murchisonaeschichten des nordschweizerischen Juragebirges (vorläufige Mitteilung). – *Ecolgae geol. Helv.* 44/2, 450–458.
- LINIGER, H. (1925): Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 55.
- LÜSCHER, P. (1975): Beiträge zur Hydrometeorologie und Hydrologie des Dünnerntals (Solothurnerjura). – *Diss. Univ. Bern.*
- LUSSER, C. (1980): Sedimentologie und Paläogeographie des unteren Doggers im zentralen und nördlichen Jura. – *Diss. Univ. Basel.*
- MADRITSCH, H., FABBRI, O., HAGEDORN, E.-M., PREUSSER, F., SCHMID, S.M. & ZIEGLER, P.A. (2010): Feedback between erosion and active deformation: geomorphic constraints from the frontal Jura fold-and-thrust belt (eastern France). – *Int. J. Earth Sci.* 99/1, 103–122.
- MAILÄNDER, R. (2001): Stratified soils on the central Swiss plateau. – *Diss. Univ. Bern.*

- MARTIN, B. (1984): Zur Geologie der Weissenstein-Kette zwischen Matzendorf (SO) und Wiedlisbach (BE). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- MAURER, H., GERBER, M.E. & NABHOLZ, W.K. (1982): Sedimentpetrographie und Lithostratigraphie der Molasse im Einzugsgebiet der Langete (Aarwangen-Napf, Oberaargau). – *Ecolgae geol. Helv.* 75/2, 381–413.
- MENNECART, B. (2012): The Ruminantia (Mammalia, Cetartiodactyla) from the Oligocene to the Early Miocene of Western Europe: systematics, palaeoecology and palaeobiogeography. – Thèse Univ. Fribourg.
- MERKI, P. (1961): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. – *Ecolgae geol. Helv.* 54/1, 137–219.
- MEIER, B. (1977): Zur Geologie der Klus von Balsthal-Oensingen (Ostseite). – Diplomarb. Univ. Basel (unpubl.).
- MEYER, C.A. (1983): Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen am Weissenstein. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1984): Palökologie und Sedimentologie der Echinodermenlagerstätte Schofgraben (mittleres Oxfordian, Weissenstein, Kt. Solothurn). – *Ecolgae geol. Helv.* 77/3, 649–673.
- (1990): Sauropod tracks from the Upper Jurassic Reuchenette Formation (Kimmeridgian; Lommiswil, Kt. Solothurn) of northern Switzerland. – *Ecolgae geol. Helv.* 83/2, 389–397.
- (1993): A sauropod dinosaur Megatracksite from the Late Jurassic of Northern Switzerland. – *Ichnos* 3, 29–38.
- (1994): Depositional environment and paleoecology of the Solothurn Turtle Limestone. – *Geobios Mém. spéc.* 16, 227–236.
- MEYER, C.A. & THÜRING, S. (2009): Late Jurassic marginal marine ecosystems of the Southern Jura Mountains. In: BILLON-BRUYAT, J.-P., MARTY, D., COSTEUR, L., MEYER, C.A. & THÜRING, B. (Ed.): Field guide 5th international symposium on lithographic limestones and Plattenkalk, 130–141. – Soc. jurass. d’Emul., Porrentruy.
- MEYER, J. (1979): Die Geologie der Umgebung der Klus von Mümliswil. – Diplomarb. Univ. Basel (unpubl.).
- MOESCH, C. (1857): Das Flözgebirge im Kanton Aargau. – *N. Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 15, 1–80.
- (1863): Vorläufiger Bericht über die Ergebnisse der im Sommer 1862 ausgeführten Untersuchungen im Weissen Jura der Kantone Solothurn und Bern. – *Verh. schweiz. natf. Ges. in Luzern 1862* (46. Vers.), 156–167.
- MOLLET, H. (1928): Geologische Ergebnisse beim Bau der neuen Aarebrücken in Solothurn, ein Beitrag zur Kenntnis des Bodens der Stadt Solothurn. – *Ecolgae geol. Helv.* 21, 83–90.
- (1944): Eine Abflussrinne der letzten Eiszeit westlich Solothurn. – *Ecolgae geol. Helv.* 37/2, 422–423.
- MOUCHET, P. (1995): Le Kimméridgien du Jura central. Microfaciès, minéralogie et interprétation séquentielle. – Thèse Univ. Neuchâtel.
- MÜHLBERG, F. (1893): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in das Gebiet der Verwerfungen, Überschiebungen und Überschiebungsklippen im Basler und Solothurner Jura vom 7.–10. Sept. 1893. – *Verh. natf. Ges. Basel* 10, 315–424.
- (1900): Vorläufige Mitteilung über die Stratigraphie des Braunen Jura im nordschweizerischen Juragebirge. – *Ecolgae geol. Helv.* 6, 293–331.
- (1903): Zur Tektonik des Nordschweizer Kettenjura. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Beilbd.* 17, 464–485.
- MÜHLBERG, F. & NIGGLI, P. (1912): Geologische Karte des Gebietes Roggen-Born-Boowald 1:25 000, Geol. Spezkarte 67.

- MÜLLER, M.K. (2011): The fish fauna of the Late Jurassic Solothurn Turtle Limestone (NW Switzerland). – *Swiss. J. Geosci. 104* (Supp.), 133–146.
- NUSSBAUM, F. (1907): Ueber die Schotter im Seeland. – *Mitt. natf. Ges. Bern 1907*, 169–197.
- (1910): Das Endmoränengebiet des Rhonegletschers von Wangen a.A. – *Mitt. natf. Ges. Bern 1910*, 141–168.
- OPPLIGER, F. (1915): Die Spongien der Birmensdorferschichten des schweizerischen Jura. – *Abh. schweiz. paläont. Ges. 40*.
- PASQUIER, F. (1999): Calibrage d'un modèle d'écoulement des eaux souterraines (nappe du Gäu, cantons de Berne et Soleure, Suisse). – *Gäu-2/mai 99*, 1–17.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–09): Die Alpen im Eiszeitalter (3 Bde.). – Tauchnitz, Leipzig.
- PFIRTER, U. (1997): Blatt 1107 Moutier. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 96*.
- PFIRTER, U., ANTENEN, M., HECKENDORN, W., BURKHALTER, R.M., GÜRLER, B. & KREBS, D. (1996): Blatt 1107 Moutier. – *Geol. Atlas der Schweiz 1:25 000, Karte 96*.
- PLETSCHER, M. (2002): Geologische Untersuchungen im Gebiet vom Balmburg. – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- PREUSSER, F., BLEI, A., GRAF, H.R. & SCHLÜCHTER, C. (2007): Luminescence dating of Würmian (Weichselian) proglacial sediments from Switzerland: methodological aspects and stratigraphical conclusions. – *Boreas 36*, 130–142.
- PREUSSER, F., GEYH, M.A. & SCHLÜCHTER, C. (2003): Timing of Late Pleistocene climate change in lowland Switzerland. – *Quatern. Sci. Rev. 22*, 1435–1445.
- PREUSSER, F. & GRAF, H.R. (2002): Erste Ergebnisse von Lumineszenzdatierungen eiszeitlicher Ablagerungen der Nordschweiz. – *Jber. Mitt. oberh. Geol. Ver. [N.F.] 84*, 419–438.
- PREUSSER, F., GRAF, H.R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. – *Quatern. Sci. J. 60/2* (2–3), 282–305.
- PUGIN, A. (1988): Carte des isohypses de la base des sédiments du Quaternaire en Suisse occidentale, avec quelques commentaires. – *Ber. Landeshydrol. u. -geol. 3*.
- (1991): Séquences sédimentaires glaciaires dans le Seeland et le Mittelland bernois et soleurois. – *Eclogae geol. Helv. 84/1*, 177–205.
- REICHENBACHER, B., BERGER, J.-P. & WEIDMANN, M. (1996): Charophytes et otolithes de la Molasse d'eau douce inférieure de Moutier (Jura Suisse). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 202*, 63–93.
- REINMANN, U. (2004): Böden und Deckschichten im Längswald (Schweizer Mittelland) – *Pedologische Untersuchungen im Endmoränengebiet des Rhonegletschers bei Walliswil b.N., Wiedlisbach, Oberbipp.* – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- REISDORF, A.G., WETZEL, A., SCHLATTER, R. & JORDAN, P. (2011): The Stafflegg Formation: a new stratigraphic scheme for the Early Jurassic of northern Switzerland. – *Swiss J. Geosci. 104*, 97–146.
- REYNARD, E., BERGER, J.-P., CONSTANDACHE, M., FELBER, M., GRANGIER, L., HÄUSELMANN, P., JEANNIN, P.-Y. & MARTIN, S. (2012): Révision de l'inventaire des géotopes suisses: rapport final. – *Groupe de travail pour les géotopes en Suisse*.
- RICHMOND, G.M. (1996): The INQUA-approved provisional Lower–Middle Pleistocene boundary. In: TURNER, C. (Ed.): *The Early Middle Pleistocene in Europe* (p. 319–327). – Balkema, Rotterdam.
- ROLLIER, L. (1893): Étude stratigraphique sur les terrains tertiaires du Jura bernois (partie septentrionale). – *Eclogae geol. Helv. 4/1*, 1–26.

- ROLLIER, L. (1898): Deuxième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII de la carte géologique de la Suisse 1:100 000. – Matér. Carte géol. Suisse 8.
- (1905): Gisement de Dysodile à Oberdorf près Soleure. – *Eclogae geol. Helv.* 8, 412–414.
- (1910): Nouvelles observations sur le Sidérolithique et la Molasse oligocène du Jura central et septentrional. Troisième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII de la carte géologique de la Suisse au 1:100 000. – Matér. Carte géol. Suisse [N.S.] 25/1.
- ROSSELET, C.A. (1991): Die Fauna der Spaltenfüllungen von Dielsdorf (Eozän, Kanton Zürich). – *Documenta naturae* 64, 1–177.
- RÜTIMEYER, L. (1873): Die fossilen Schildkröten von Solothurn und der übrigen Juraformation. – *N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw.* 25, 1–185.
- SCHAUB, S. & HÜRZELER, J. (1948): Die Säugetierfauna des Aquitanien vom Wischberg bei Langenthal. – *Eclogae geol. Helv.* 41/2, 354–366.
- SCHLANKE, S. (1974): Geologie der Subalpinen Molasse zwischen Biberbrugg SZ, Hütten ZH und Ägerisee ZG, Schweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 67/2, 243–331.
- SCHLANKE, S., HAUBER, L. & BÜCHI, U.P. (1978): Lithostratigraphie und Sedimentpetrographie der Molasse in den Bohrungen Tschugg 1 und Ruppoldsried 1 (Berner Seeland). – *Eclogae geol. Helv.* 71/2, 409–425.
- SCHLÜCHTER, C. (1976): Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern (Stratigraphie, Sedimentologie, Paläontologie). – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 148.
- (1980): Die fazielle Gliederung der Sedimente eines Ufermoränenkomplexes: Form und Inhalt. – *Verh. natw. Ver. Hamburg*, [N.F.] 23, 101–117.
- (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), Karte 1:500 000 – Bundesamt für Landestopografie, Wabern.
- SCHLÜCHTER, C. & KELLY, M. (2010): Das Eiszeitalter in der Schweiz (überarb. Nachdruck). – *IGCP 378*, Geol. Inst. Univ. Bern, Stift. Landschaft u. Kies, Uttigen.
- 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.
- SCHMIDT, C. (1904): Über tertiäre Süswasserkalke im westlichen Jura. – *Cbl. Mineral. Geol. Paläont.* 20, 609–622.
- SCHUMACHER, M. (2001): Die Quartärgeologie der Umgebung von Wangen a.A. – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- SKS [SCHWEIZERISCHES KOMITEE FÜR STRATIGRAPHIE] (2004): Lithostratigraphie. Richtlinien zur Anwendung der lithostratigraphischen Nomenklatur. – *GEOForumCH actuel* 19, 8–15.
- STAEHELIN, P. (1924): Geologie der Juraketten bei Welschenrohr, Kanton Solothurn (Abschnitte der Raimeux-, Farrisberg-, Weissenstein- und St. Verenakette). – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 55/1.
- STÄUBLE, A.J. (1959): Zur Stratigraphie des Callovian im zentralen Schweizer Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 52/1, 57–176.
- STEHLIN, H.G. (1903): Die Säugetiere des schweizerischen Eocaens. *Critischer Catalog der Materialien*. 1. Teil: Die Fundorte. Die Sammlungen. – *Chasmothorium*. – *Lophiodon*. – *Abh. schweiz. paläont. Ges.* 30, 1–153.
- (1914): Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. – *Verh. natf. Ges. Basel* 25, 179–202.

- STEHLIN, H.G. (1922): Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligocänen Molasse. – *Ecolgae geol. Helv.* 16/5, 575–581.
- STEINMANN, G. (1902): Zur Tektonik des Nordschweizerischen Kettenjura. – *Cbl. Mineral. Geol. Paläont.* 1902, 481–488.
- SUPPE, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend-folding. – *Amer. J. Sci.* 283, 684–721.
- SUPPE, J. & MEDWEDEFF, D.A. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. – *Ecolgae geol. Helv.* 83/3, 409–454.
- THURMANN, J. (1830): Essai sur les soulèvements Jurassiques du Porrentruy. – *Mém. Soc. Hist. nat. Strasbourg* 1, 1–84.
- TSCHUMI, P. (1983): Geologische Untersuchungen in der Weissenstein-Kette westlich der Klus von Balsthal (von Oensingen bis Oberbipp). – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- VOGEL, N. (2011): Das Schweizer Mittelland im Quartär – Eine Studie der glazialen und periglazialen Sedimente im Endmoränenengebiet des Rhonegletschers bei Wangen an der Aare. – *Masterarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- WEA (1981): Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung des Grundwassers des Kantons Bern: Hydrogeologie Emmental, Teil III, Unteres Emmental.
- WEA, WERNER + PARTNER, KELLERHALS + HÄFELI (1984, 1997): Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung der Grundwasser des Kantons Bern: Hydrogeologie Bipperamt. – *Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern*.
- WEA, KELLERHALS + HÄFELI (1989, 1991): Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung der Grundwasser des Kantons Bern: Hydrogeologie Önzthal. – *Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern*.
- WEGMÜLLER, S. (1992): Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes. – *Denkschr. schweiz. Akad. Natw.* 102.
- WEIDMANN, M., ENGESSER, B., BERGER, J.-P., MOJON, P.-O., GINSBURG, L., BECKER, D. & MENNECART, B. (2014): Paléontologie et biostratigraphie de la Molasse de l'Oligocène et du Miocène basal du Talent et d'autres localités du Plateau vaudois (Suisse). – *Rev. Paléobiol.* 33/2, 463–531.
- WIEDENMAYER, C. (1921): Teilkartierung (Ostteil) zum Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt Balsthal, im Auftrag der Geologischen Landesaufnahme (unpubl.).
- (1922): Über das Alter der Sackung von Wiedlisbach. – *Ecolgae geol. Helv.* 16, 547.
- (1923): Geologie der Juraketten zwischen Balsthal und Wangen a.A. (Abschnitte der Weissenstein- und Farisberg-Graiterykette). – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 48/3.
- WOHLFARTH-MEYER, B. (1990): Der Solothurnersee – ein geologischer Mythos? In: SCHIBLER, J., SEDLMAYER, J. & SPYCHER, H. (Hrsg.): *Festschrift für Hans R. Stampfli*. – Helbing & Lichtenhahn, Basel, (S. 319–352).
- WULLSCHLEGER, E. (2005): Das Bohnerz von Küttigen – Entstehung, Fossilien- und Mineralgehalt. – *Mitt. aarg. natf. Ges.* 36, 27–60.
- ZIEGLER, B. (1962): Die Ammoniten-Gattung *Aulacostephanus* im Oberjura (Taxonomie, Stratigraphie, Biologie). – *Palaeontographica*, Abt. A 119, 1–172.
- ZIEGLER, M.A. (1962): Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* [N.F.] Ser. C, 82, 1–55.
- ZIEGLER, P.A. (1956): Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary (Berner Jura) und zur Stratigraphie des Séquanien im zentralen Schweizer Jura. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 102.
- ZIEGLER, P.A. & FRAEFEL, M. (2009): Response of drainage systems to Neogene evolution of the Jura fold-thrust belt and Upper Rhein Graben. – *Swiss J. Geosci.* 102/1, 57–75.

- ZIMMERMANN, H.W. (1963): Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland (Schweiz). – Mitt. natf. Ges. Solothurn *21*, 10–143.
- (1969): Zur Landschaftsgeschichte des Oberaargaus. – Jb. Oberaarg. *12*, 25–55.

Exkursionsführer

- LEDERMANN, H. (1981): Geologie der Region Solothurn und Führer zum Geologischen Wanderweg über die Weissensteinkette. – Mitt. natf. Ges. Solothurn *30*, 1–87.
- STEINMUSEUM SOLOTHURN (2012): Solothurner Megalithweg. Steine als Zeugen der Urgeschichte. Ein Projekt des Solothurner Steinmuseums im Wald der Bürgergemeinde Solothurn (ca. 4stündige Wanderung, Beginn beim Schloss Waldegg). – www.stein-museum.ch. (26.08.2015).

KARTENVERZEICHNIS

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000.

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000.

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

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

Bundesamt für Landestopographie swisstopo, Landesgeologie, 2009.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 2 Basel-Bern, von P. Christ, 1942.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt VII Porrentruy-Solothurn (2. Auflage), von L. ROLLIER & E. KISSLING, 1904.

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.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 1 Movelier-Soyhières-Delémont-Courrendlin (SA 92-95), von W. T. KELLER & H. LINIGER, 1930.

Nr. 3 Laufen-Bretzwil-Erschwil-Mümliswil (SA 96-99), von R. KOCH, E. LEHNER, A. WAIBEL & M. MÜHLBERG, 1936.

Nr. 72 Solothurn (LK 1127), von H. LEDERMANN, 1977

Nr. 79 Langenthal (LK 1128), von M. E. GERBER & J. WANNER, 1984

Nr. 96 Moutier (LK 1106), von U. PFIRTER, M. ANTENEN, W. HECKENDORN, R. M. BURKHALTER, B. GÜRLER & D. KREBS, 1996.

Nr. 109 Büren a. A. (LK 1126), von M. ANTENEN, P. KELLERHALS & B. TRÖHLER, 2004.

Nr. 113 Murgenthal (LK 1108), von H. A. JORDI, T. BITTERLI & M. E. GERBER, 2003.

Geologische Spezialkarten

Nr. 1 Karte vom Canton Basel, 1:50 000, von A. MÜLLER, 1862.

Nr. 32 Carte tectonique d'Envelier et du Weissenstein, 1:25 000, von L. ROLLIER, 1904.

Nr. 46 Geologische Karte des Weissensteintunnelgebietes, 1:25 000, von A. BUXTORF, 1907.

Nr. 47 Carte géotectonique de la région du Tunnel du Weissenstein, 1:25 000, von L. ROLLIER, 1907.

Nr. 67 Geologische Karte des Gebietes Roggen-Born-Boowald, 1:25 000, von F. MÜHLBERG & P. NIGGLI, 1912.

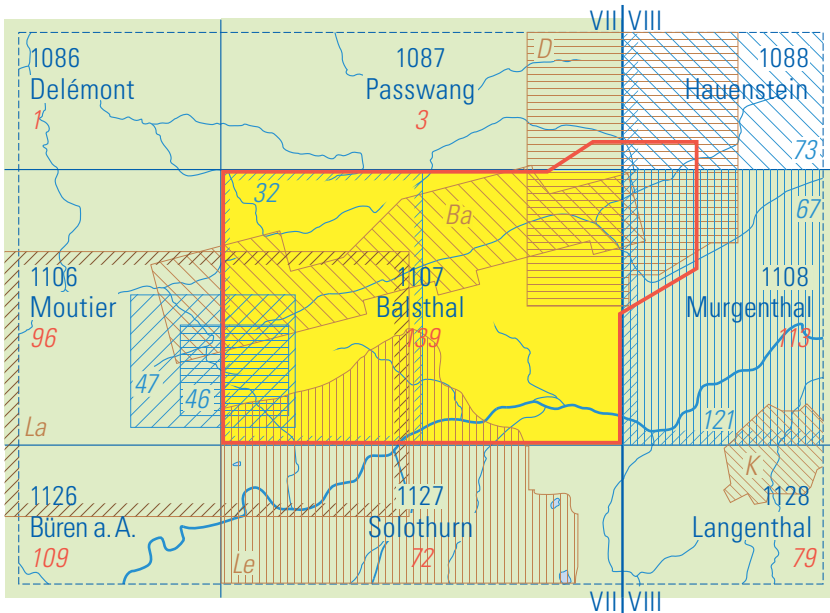


Fig. 43: Publierte geologische Karten mit offizieller topographischer Grundlage.

- Nr. 73 Geologische Karte des Hauensteingebietes, 1:25 000, von F. MÜHLBERG, 1915.
 Nr. 121 Geologische Karte der zentralen Nordschweiz, 1:100 000, von A. ISLER, F. PASQUIER
 & M. HUBER, 1984.

Weitere geologische Karten mit topographischer Grundlage

- Ba BAUMBERGER, E. (1923): Geologische Karte des Dünnerntals und der Umgebung von Corcelles, 1:25 000. – In: Beitr. geol. Schweiz, geotech. Ser. 13/1.
 D DELHAES, W. & GERTH, H. (1912): Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn) mit geologischer Karte 1:25 000. – Geol. Paläont. Abh. [N.F.] 11/1, 1–97.
 K KOPP, J. (1935): Geologische Karte von Langenthal, 1:10 000. – Langenthaler Heimatblätter 1935.
 La LANG, F. (1867): Geologische Karte der Umgebung von Solothurn 1:50 000. In: LANG, F. & RÜTIMEYER, L. (1867): Die fossilen Schildkröten von Solothurn. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. 22, 1–47.
 Le LEDERMANN, H. (2000): Baugrunderkarte der Region Solothurn 1:20 000. – Schweiz. geotech. Komm.
 THURMANN, J. (1854): Esquisses orographiques de la chaîne du jura. – Victor Michel, Porrentruy.

Topographische Karten

1086 - 1088	}	Landeskarte der Schweiz 1:25 000
1106 - 1108		
1126 - 1128		

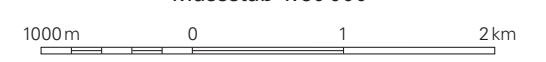
BEILAGEN

- Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Balsthal
- Tafel II: Geologische Profile durch den Kettenjura zwischen Balsthal und Wangen a.A. (von C. Wiedenmayer 1923)
- Tafel III: Stratigraphische Profile im Malm im Gebiet von Atlasblatt Balsthal und seiner Umgebung
- Tafel IV: Isohypsenkarte der pleistozänen Rinnen und Becken im Gebiet von Blatt Balsthal und Nordteil von Blatt Solothurn

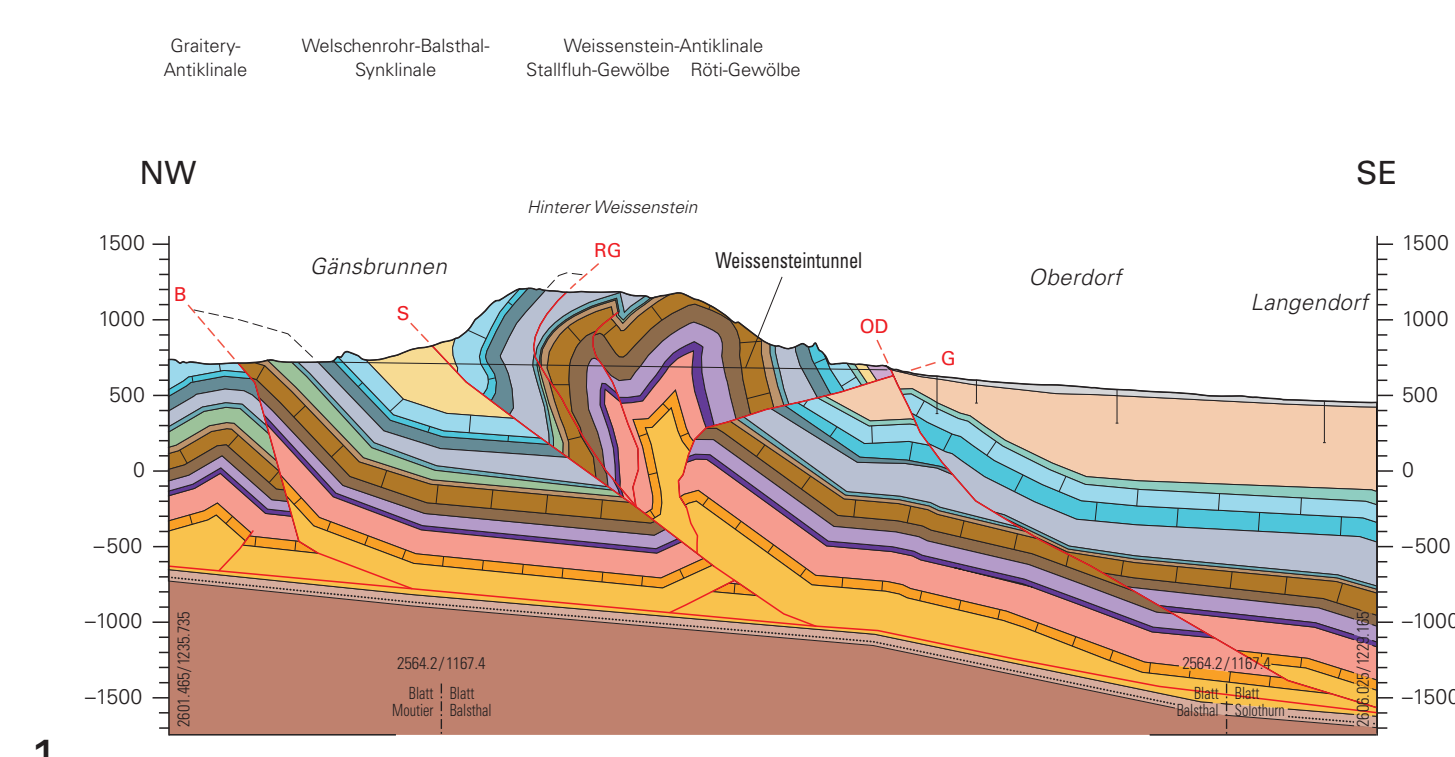
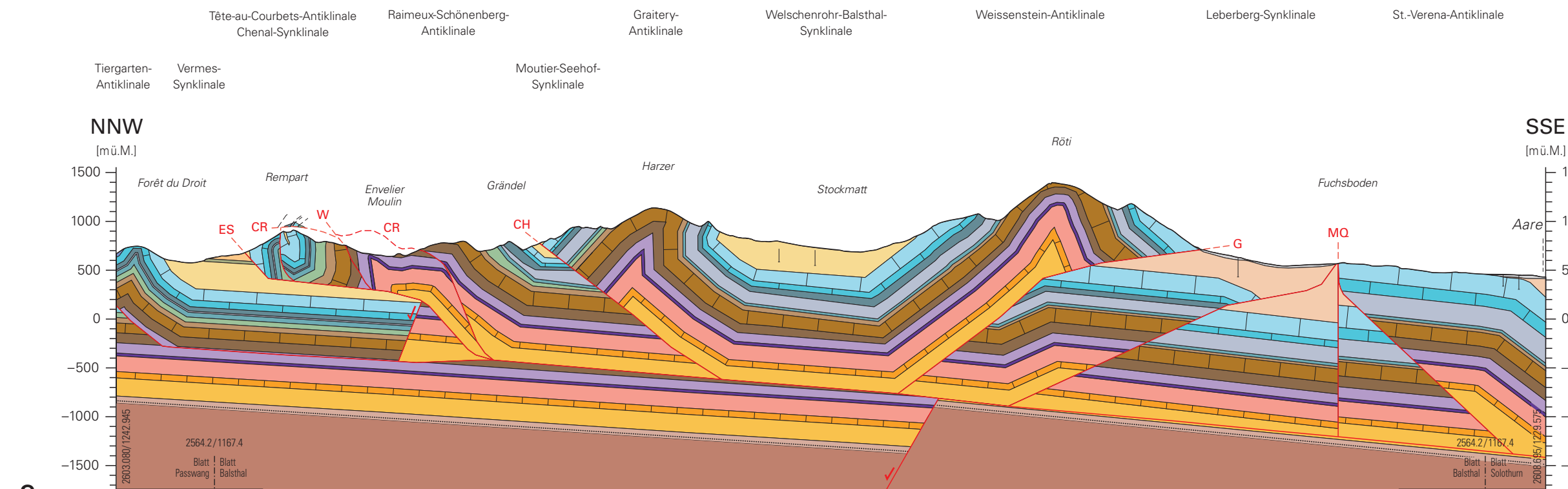
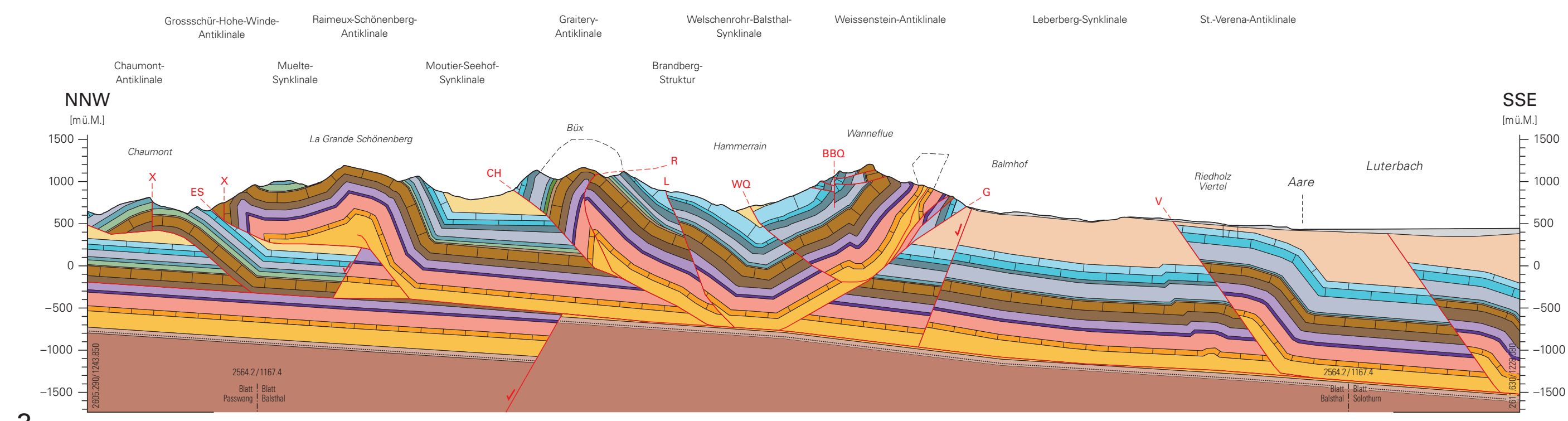
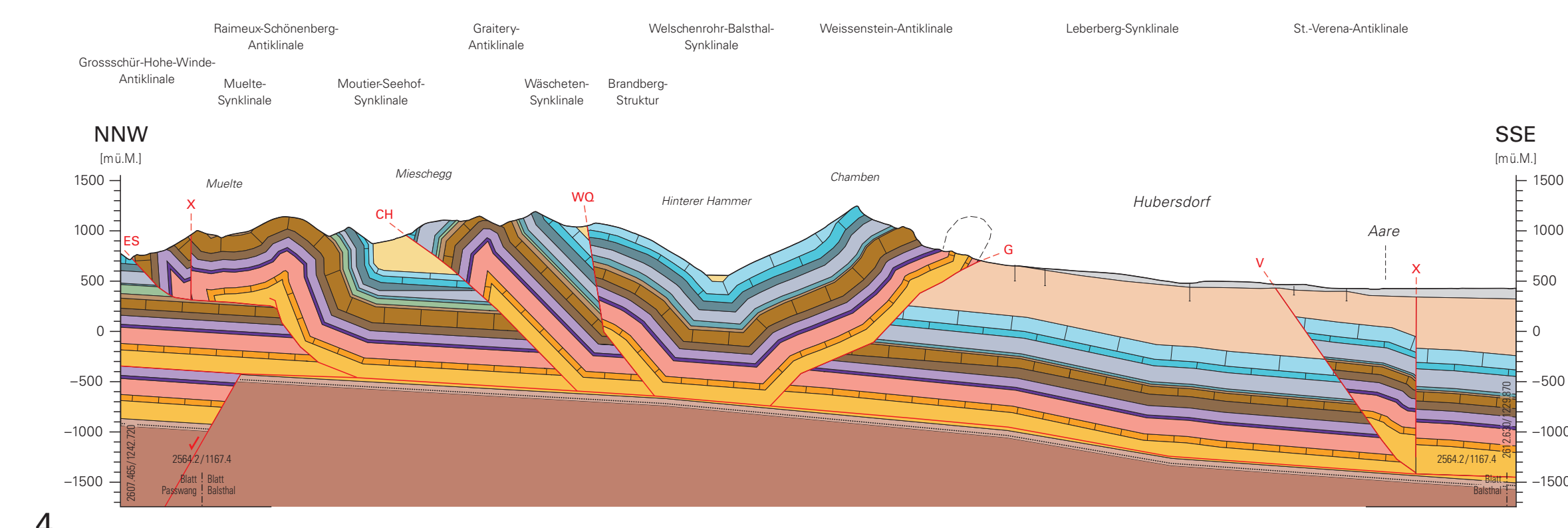
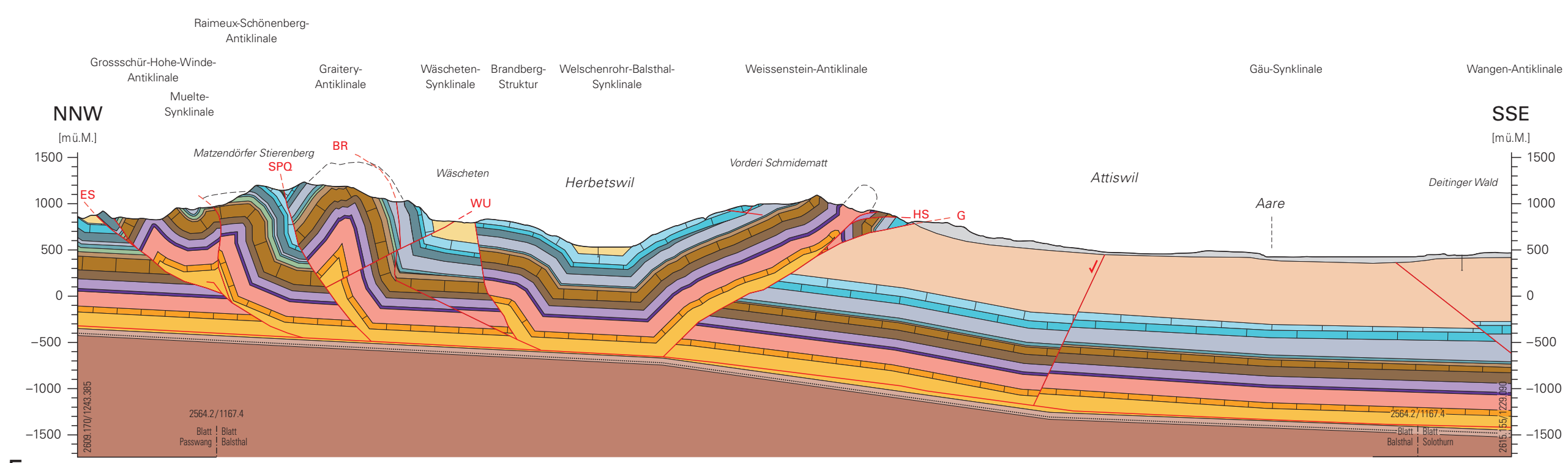
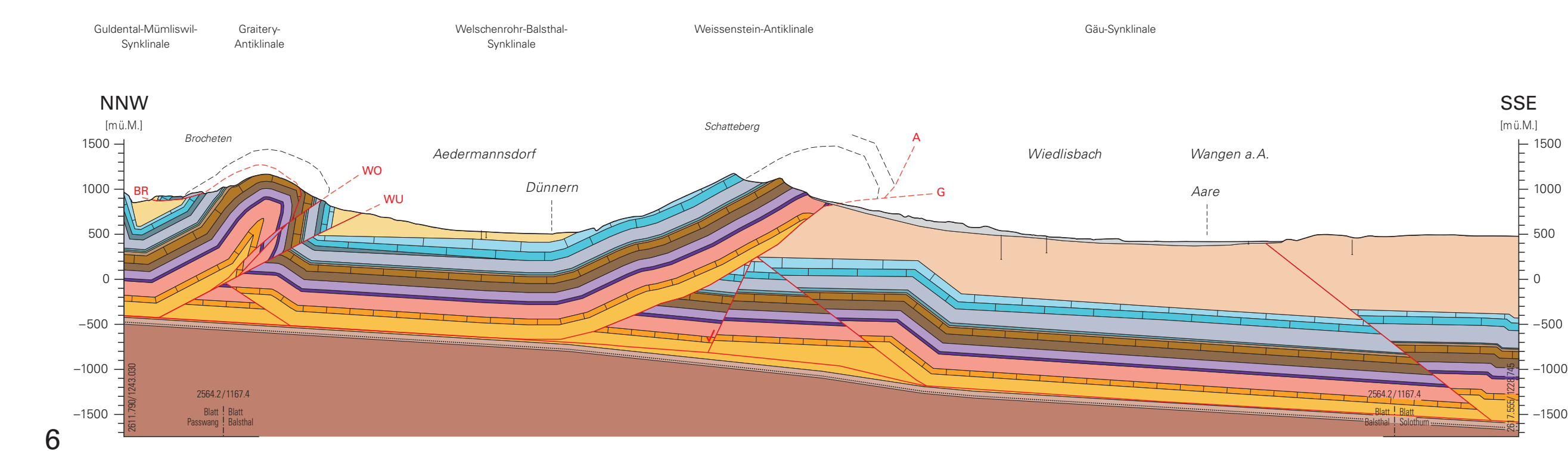
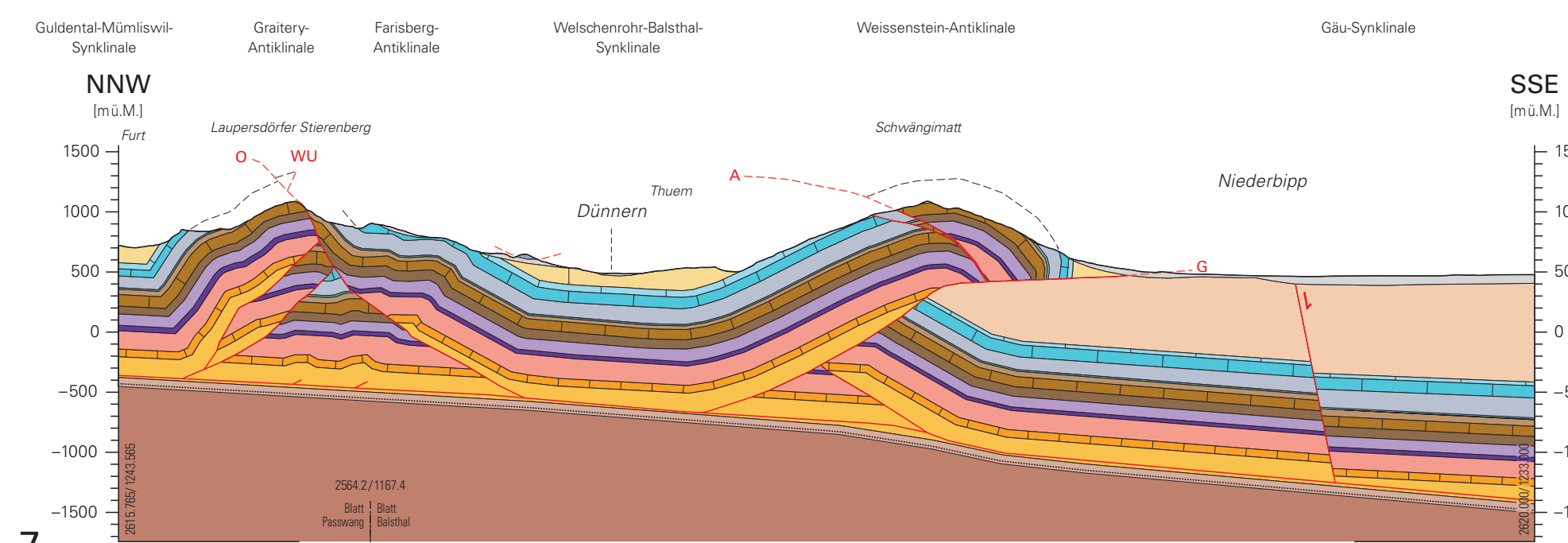
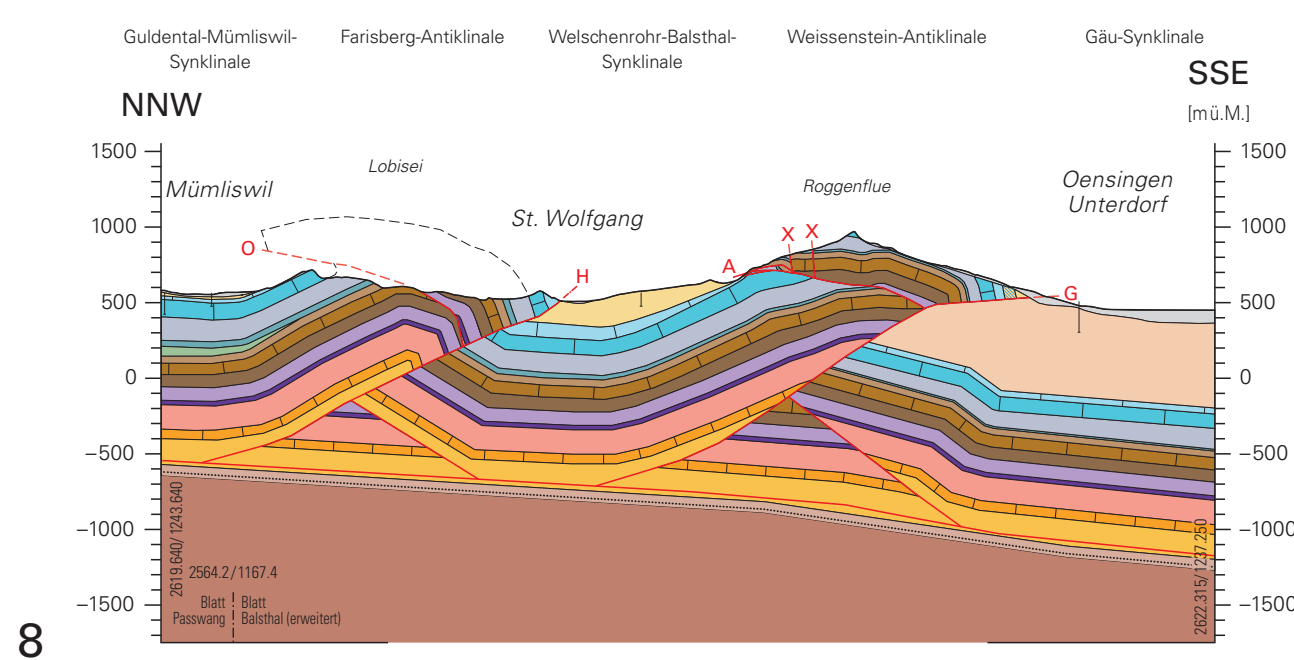
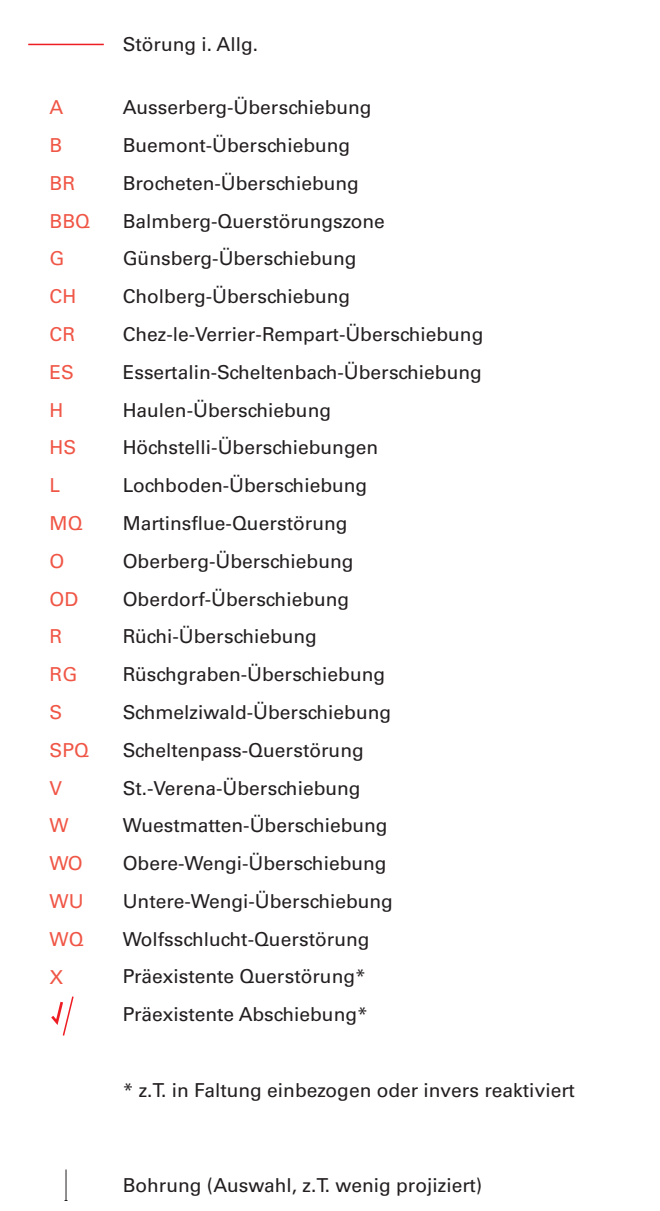
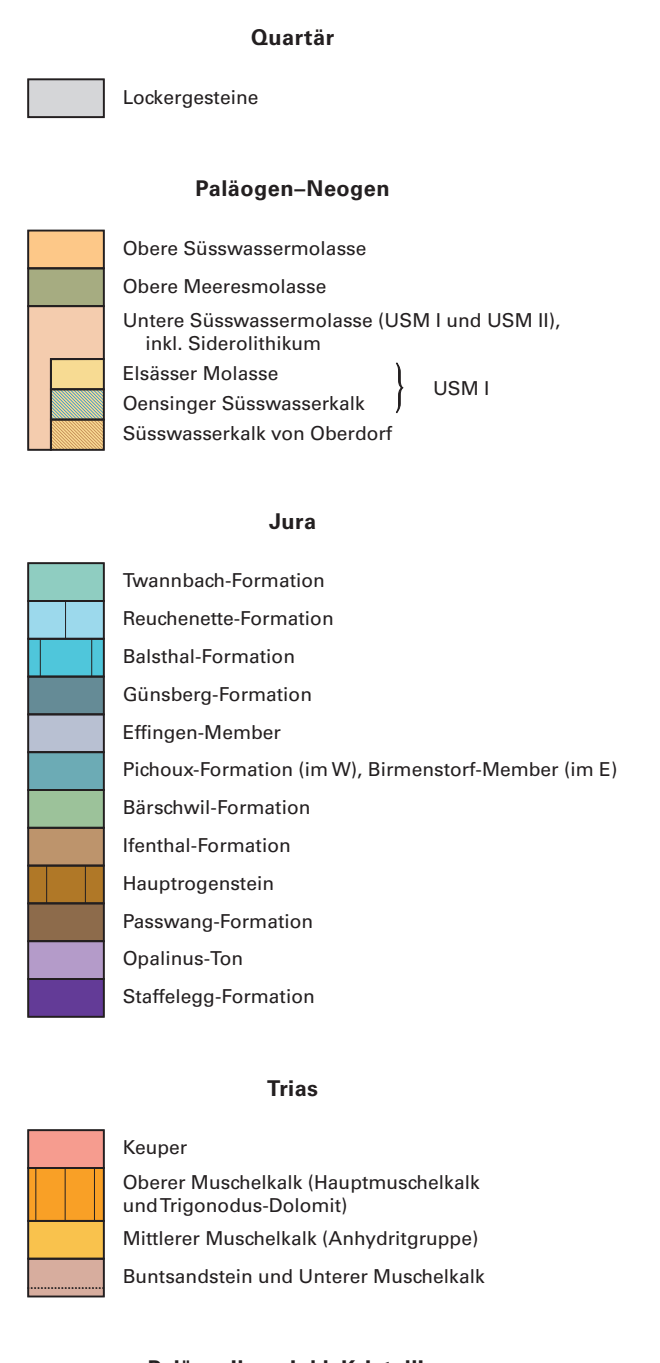
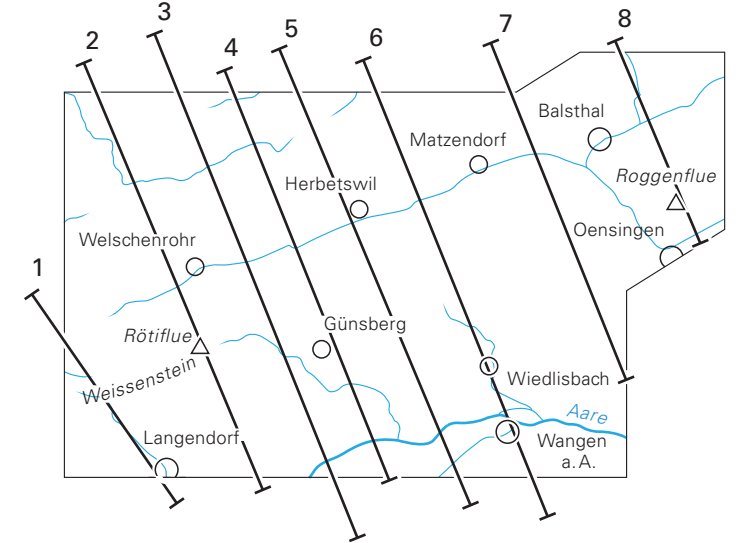
Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Balsthal

von Peter Jordan

Masstab 1:50 000

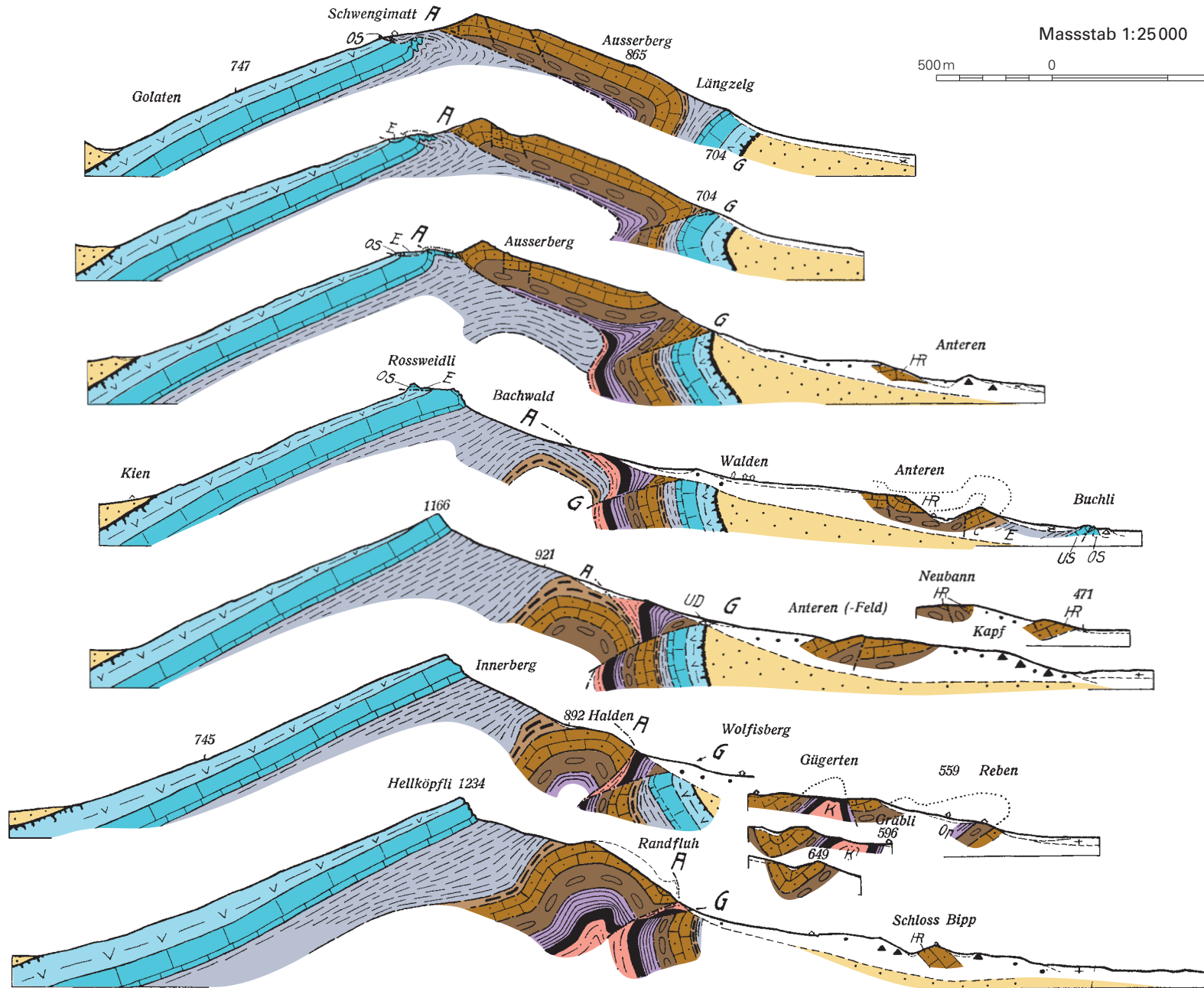
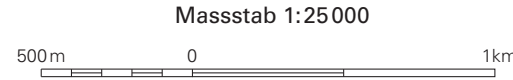


Lage der Profile



Geologische Profile durch den Kettenjura zwischen Balsthal und Wangen a.A.

von
Carl Wiedenmayer (1923)

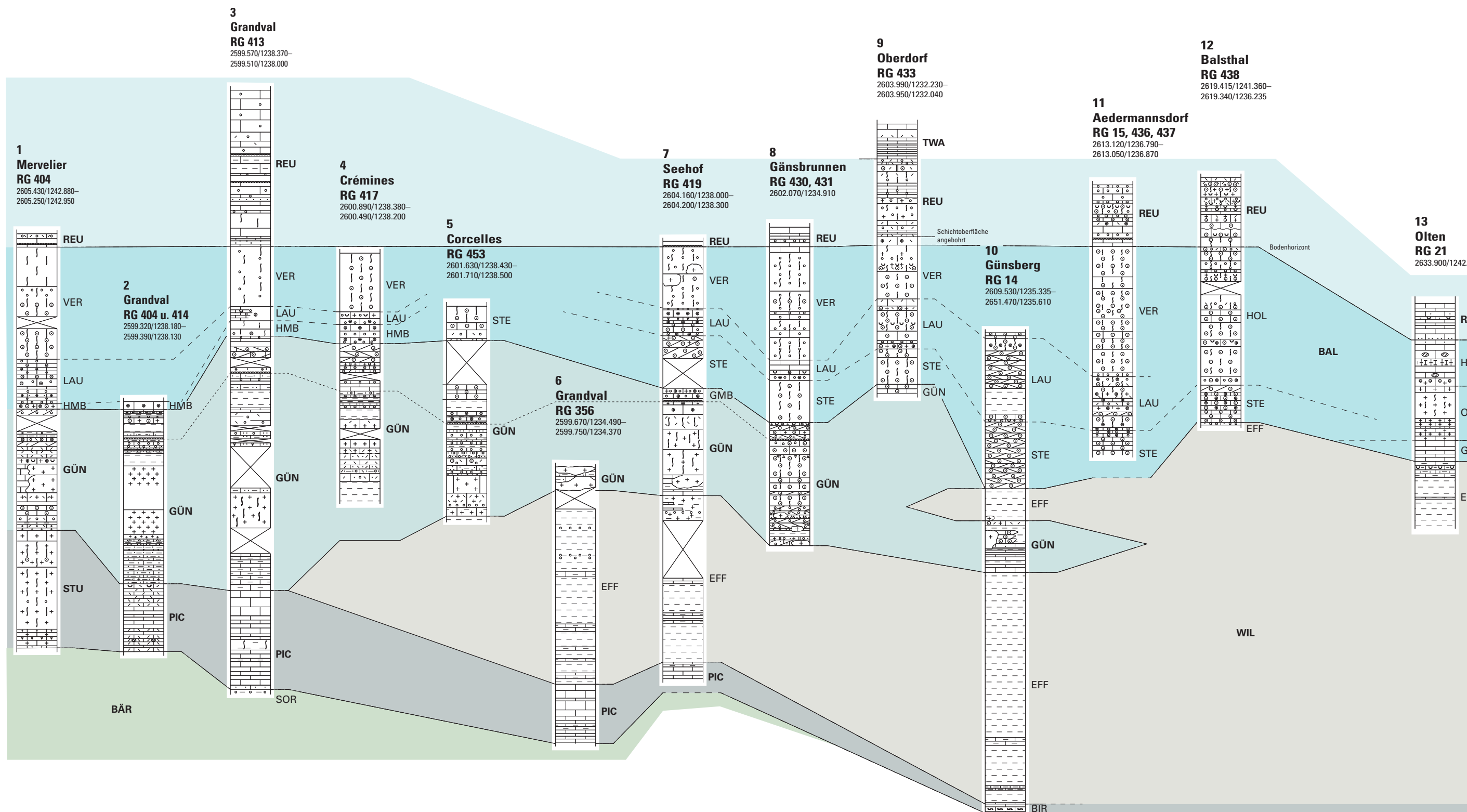


- Quartär**
- Hangschutt, Hanglehm, junge Bergsturzmasse, Bachschutt
 - Letzteiszeitliche Moräne
 - Bergsturzmasse
 - Versackte oder tektonisch verschürfte Blöcke und Schichtpakete
- Paläogen**
- Untere Süsswassermolasse, undifferenziert
 - Siderolithikum
- Jura**
- Reuchenette-Formation
 - Balsthal-Formation
 - Birmenstorf- und Effingen-Member
 - Ifenthal-Formation
 - Hauptrogenstein
 - Passwang-Formation
 - Opalinus-Ton
 - Staffelegg-Formation
- Trias**
- Keuper
- Überschiebung
- A** Ausserberg-Überschiebung
- G** Günsberg-Überschiebung



A

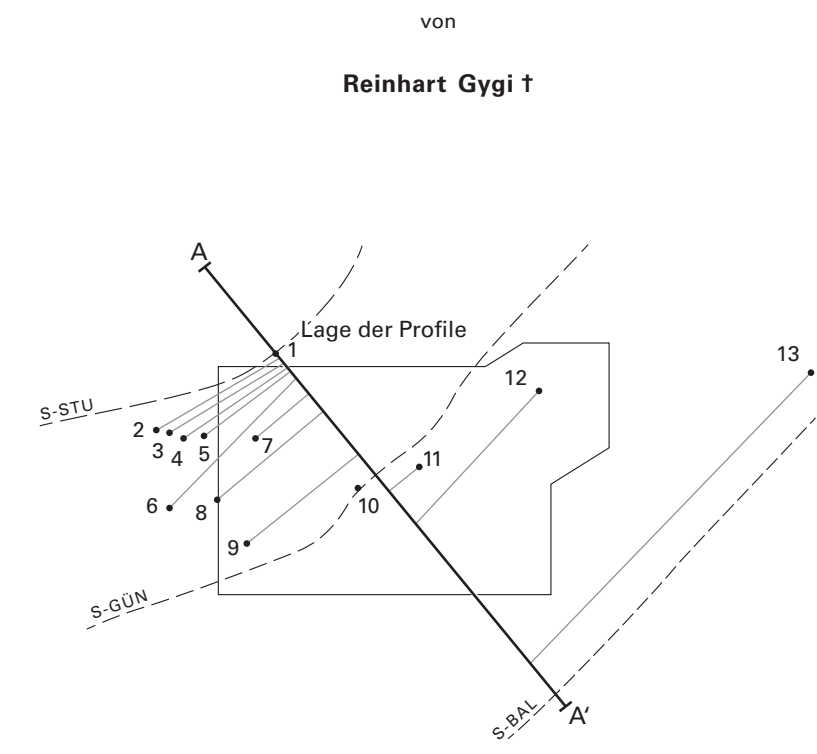
[m]
300
200
100
0



A'

[m]
300
200
100
0

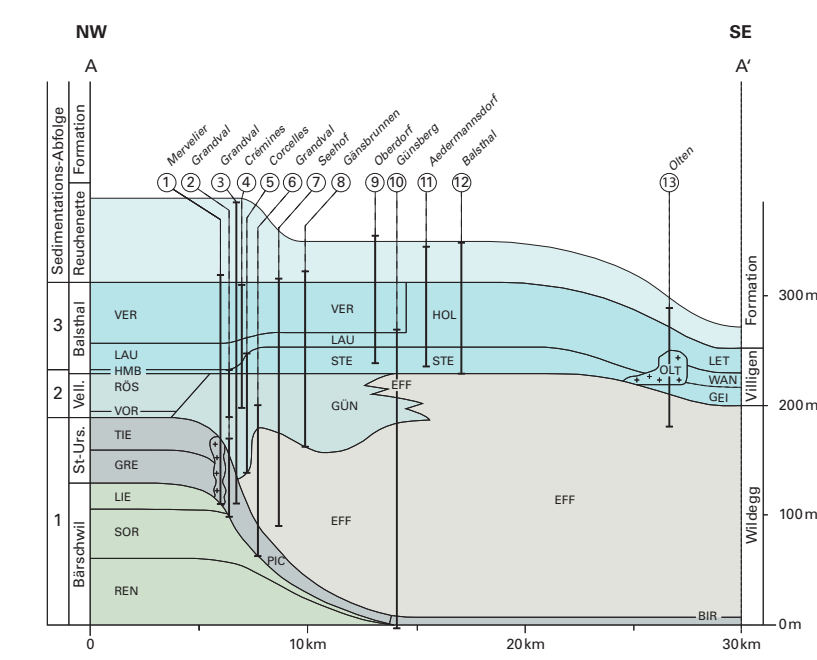
Stratigraphische Profile im Malm im Gebiet von Atlasblatt Balsthal und seiner Umgebung



- | | | | |
|--|----------------------|--|---------------------|
| | Massiver Kalk | | Detritischer Quarz |
| | Gebankter Kalk | | Korallen |
| | Dolomitisierter Kalk | | Korallenbioherm |
| | Mergeliger Kalk | | Muschelkalk |
| | Poröser Kalk | | Echinodermenklasten |
| | Mergel | | Bioklasten i. Allg. |
| | Chertkonkretionen | | Lithoklasten |
| | Peloide | | Stromatolith |
| | Ooide | | Kreuzschichtung |
| | Onkoide | | |

- | | |
|--------------------------------|----------------------------------|
| BÄR Bärschwil-Formation | PIC Pichoux-Formation |
| BAL Balsthal-Formation | REN Renggeri-Member |
| BIR Birnenstorf-Member | REU Reuchenette-Formation |
| EFF Effingen-Member | RÖS Röschenz-Member |
| GEI Geissberg-Member | SOR Sornetan-Member |
| GMB Grüne Mumienbank | STE Steinebach-Member |
| GÜN Günsberg-Formation | STU St-Ursanne-Formation |
| GRE Grellingen-Member | TIE Tiergarten-Member |
| HMB Hauptmumienbank | TWA Twannbach-Formation |
| HER Herznach-Member | VER Verena-Oolith |
| HOL Holzflue-Member | VIL Villigen-Formation |
| LAU Laufen-Member | VOR Vorbourg-Member |
| LET Letzi-Member | WAN Wangen-Member |
| LIE Liesberg-Member | WIL Wildegg-Formation |
| OLT Olten-Member | |

- | | |
|---------------|---|
| | Formationsgrenze |
| | Membergrenze |
| | Korrelation vermutlich gleich alter Stromatolithenlagen aus dem Gezeitenbereich in der Günsberg-Formation |
| RG 413 | Profilnummerierung nach R. Gygi (z.T. unpublizierte Feldaufzeichnungen) |



Sammelpprofil A-A' senkrecht zu den Faziesgrenzen, mit den Spuren der nebenstehend abgebildeten 13 Schichtprofile



Isohypsenkarte der pleistozänen Rinnen und Becken im Gebiet von Blatt Balsthal und Nordteil von Blatt Solothurn

von
Hans Rudolf Graf und Heike Willenberg

Masstab 1:50 000



- Isohypsen Basis Quartär (Äquidistanz 10 m)
- Bohrung mit Kote Oberkante Fels (m ü.M.)
- Beckensedimente
- Sackungsmasse von Wiedlisbach

